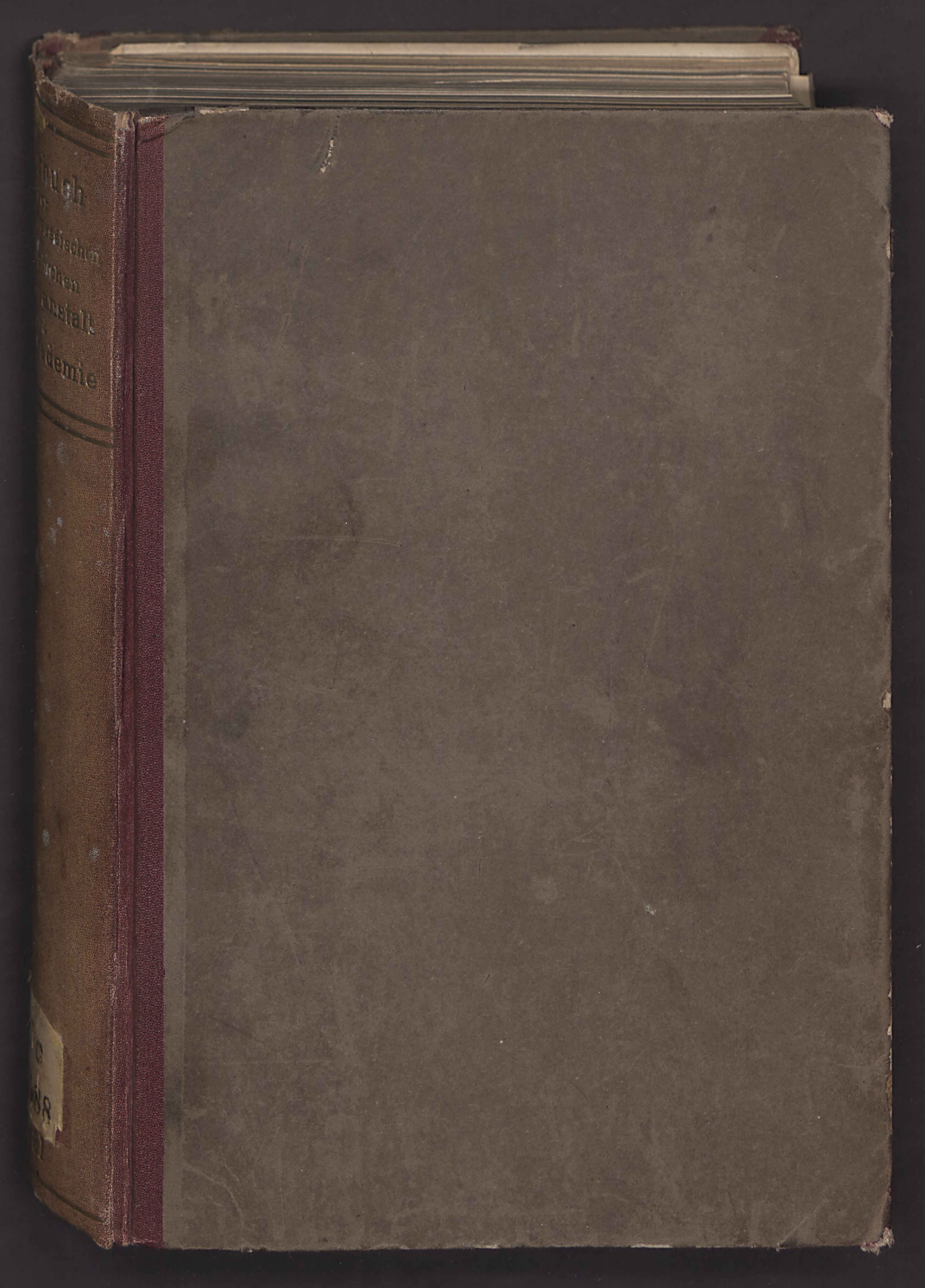
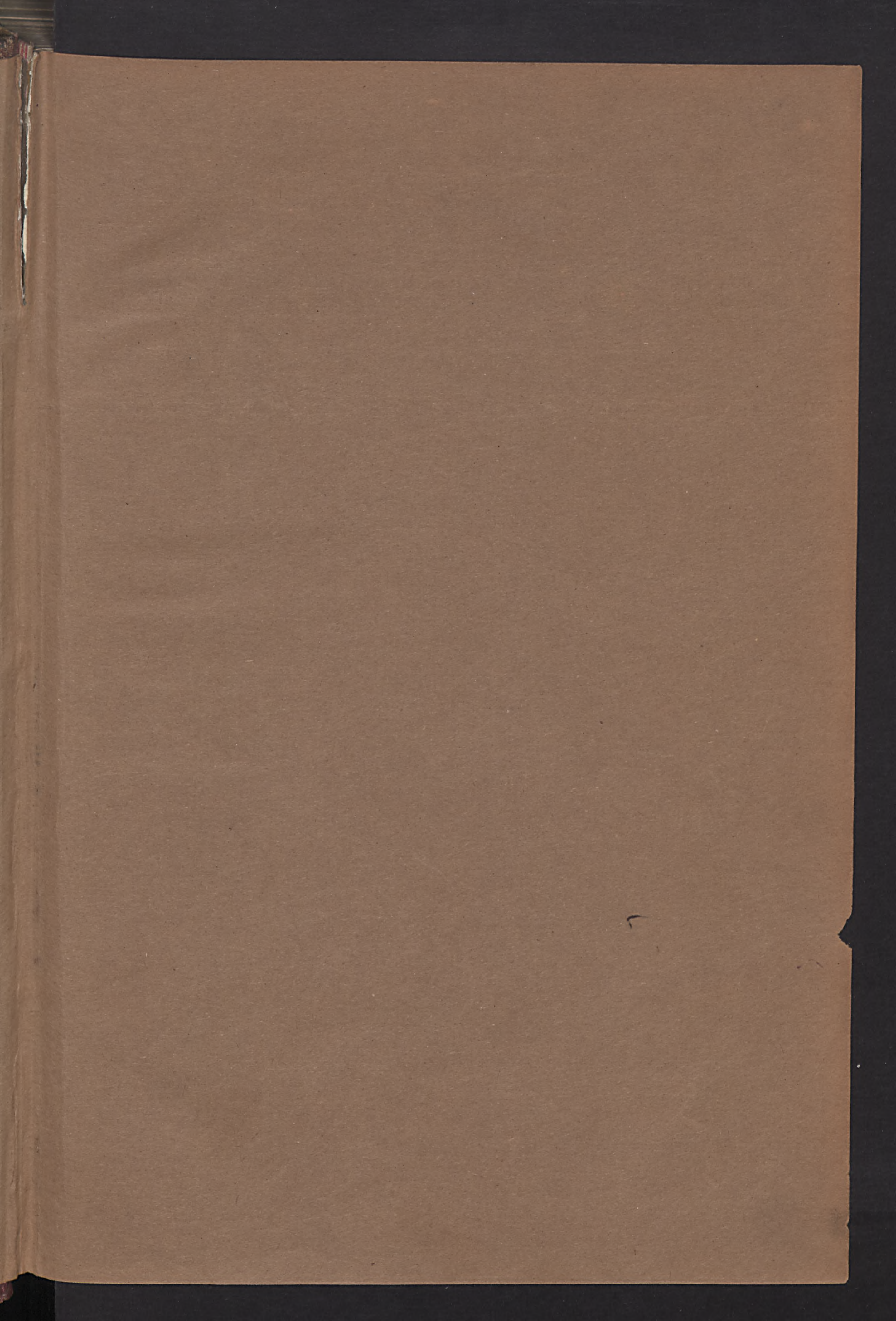


Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
geologischen
Landesanstalt
und
Bergakademie

1881


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

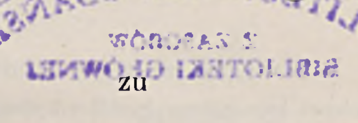




Jahrbuch

der

Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie



zu

Berlin

für das Jahr

1881.

Berlin.

Verlag der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung

(J. H. Neumann).

1882.

Inhalt.

I. Mittheilungen aus der Anstalt.

II. Wissenschaftliche Mittheilungen.

Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.

Abhandlungen von ausserhalb der Geologischen Landesanstalt stehenden Personen.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

1.
Bericht über die Thätigkeit der Königlichen geologischen Landesanstalt im Jahre 1881.

Wie in den Vorjahren waren der Harz, Thüringen, die Provinz Hessen-Nassau, die Rheinprovinz und die Provinz Brandenburg auch im Jahre 1881 die Gebiete, welchen die Aufnahmethätigkeit der geologischen Landesanstalt fast ausschliesslich zugewendet wurde. Eine Erweiterung der Arbeitsgebiete fand nur durch die ersten Anfänge geologisch-agronomischer Aufnahmen in Ost- und Westpreussen statt.

1. Der Harz.

Im Mittelharz ist von dem Landesgeologen Professor Dr. Lossen die Untersuchung der Lagerungsververhältnisse der Elbingeroder Devon-Mulde in den Sectionen Elbingerode und Blankenburg und der dort auftretenden Eruptivgesteine fortgesetzt worden. Weiter hat derselbe einen Theil der Aufnahmezeit auf die Durchforschung des Granit- und Gabbro-Gebietes der Gegend von Harzburg verwendet.

Landesgeologe Professor Dr. Kayser hat innerhalb der im Vorjahre vollendeten Section Riefensbeek die Anschlüsse an die Section St. Andreasberg revidirt und den Verlauf der aus dem Oderthale nach NW. über den Acker-Bruchberg setzenden neuaufgefundenen Hauptverwerfung verfolgt. Demnächst ist von demselben die Aufnahme der Section St. Andreasberg vollendet und sind insbesondere die innerhalb derselben aufsetzenden Gangspaltennetze speciell untersucht und kartirt worden.

Im Westharze ist von Bergrath Dr. VON GRODDECK die Revision der früheren Aufnahmen behufs Uebertragung auf die neubearbeiteten Generalstabskarten fortgesetzt worden. Derselbe hat den Versuch einer Gliederung der Oberharzer Culm-Grauwacke durch Kartirung charakteristischer Conglomeratvorkommnisse in Angriff genommen. Sodann ist von demselben ein zuerst im Jahre 1877 bekannt gewordenes Vorkommen eines eruptiven Gesteins in der Nähe von Lautenthal näher untersucht und als ein weithin aushaltender Gesteinsgang verfolgt worden.

Sekretär HALFAR hat die vielfach gestörten Lagerungsverhältnisse der Devonbildungen in der Umgebung des Auerhahn in der Section Zellerfeld untersucht und kartirt.

Am Nordrande des Harzes ist durch den Landesgeologen Professor Dr. KAYSER die Untersuchung der jüngeren Gebirgsschichten zwischen Blankenburg und Ilsenburg in Angriff genommen worden.

2. Das thüringische Becken.

Südlich von Halle sind von Professor Dr. VON FRITSCH die Sectionen Halle, Gröbers, Merseburg, Kötschau, Weissenfels und Lützen in der Aufnahme soweit gefördert worden, dass sie nur noch einer Schlussrevision bedürfen. Auch innerhalb der Sectionen Kölsa, Schkeuditz und Mölsen sind von demselben Aufnahmearbeiten ausgeführt worden.

Landesgeologe Dr. SPEYER hat die Bearbeitung der Sectionen Berlingerode und Dingelstedt westlich des Ohmgebirges in Angriff genommen.

Von Professor Dr. BAUER ist in der Section Fröttstedt die Fortsetzung der an den Seebergen und dem Galgenberg bei Gotha auftretenden Verwerfungserscheinungen kartirt worden. Weiter hat derselbe die Bearbeitung der Section Ohrdruf südlich von Gotha mit einer ersten Orientirung in den Formationen des Rothliegenden, des Zechsteins und des Buntsandsteins begonnen und das Blatt Langula druckfertig hergestellt.

Im Thüringer Walde selbst setzte Landesgeologe Professor Dr. WEISS die Untersuchungen in der Section Brotterode fort. Dieselben erstreckten sich auf den südlichen Theil des Rothliegenden von Winterstein und die dortigen Eruptivgesteine, sowie auf das

krystallinische Grundgebirge und die Zechsteinformation der Gegend von Liebenstein.

Professor Dr. von Fritsch brachte die Sectionen Suhl und Schleusingen zum Abschluss. Ferner bearbeitete er die nordöstlichen Gebirgspartien von Section Schwarza, sowie in Section Themar das Zechsteinvorkommen von Eichenberg und Grub.

Professor Dr. Bücking brachte in dem ehemaligen Aufnahmegebiet des Directors Dr. Emmrich die Revision der Section Oberkatz zum Abschluss. Im Thüringer Walde bearbeitete er im Anschluss an die Aufnahmen des Landesgeologen Professor Dr. Weiss auf Section Brotterode den nordwestlichen Theil der Section Schmalkalden.

Bergingenieur Frantzen vollendete die Neubearbeitung der Section Meiningen.

Dr. Proescholdt bearbeitete die Triasgebiete innerhalb der Sectionen Schwarza und Themar östlich von Meiningen, sowie den grössten Theil der Section Rentwertshausen.

Geheimer Hofrath Professor Dr. Schmid brachte die Untersuchung und Kartirung der Sectionen Arnstadt, Plaue, und Ilmenau zum Abschluss.

Professor Dr. Liebe setzte die Aufnahmearbeiten im östlichen Thüringer Wald in den Sectionen Waltersdorf, Naitschau, Greiz, Schleiz und Hirschberg fort.

Dr. Dathe kartirte die nördliche Hälfte der Section Lobenstein sowie innerhalb der Section Hirschberg den Weidmannsheiler Forst.

Dr. Loretz revidirte und ergänzte seine Aufnahmen der Sectionen Eisfeld, Steinheide, Spechtsbrunn, Meeder, Neustadt und Sonneberg im südlichen Theil von Meiningen, welche nunmehr druckfertig vorliegen. Derselbe begann alsdann die Untersuchung der angrenzenden Sectionen Masserberg, Breitenbach, Coburg und Steinach.

3. Hessen-Nassau.

In der Provinz Hessen-Nassau setzte Landesgeologe Dr. Moesta seine Arbeiten für die Sectionen Melsungen, Altmorschen, Seifferts-hausen und Ludwigseck im nördlichen Theil des Regierungsbezirks Cassel fort.

Professor Dr. VON KÖNEN revidirte seine Aufnahmen der Sectionen Eiterfeld und Geisa nördlich der Rhön, welche nebst den Sectionen Hersfeld, Friedewald, Dorndorf und Lengsfeld druckfertig hergestellt worden sind.

Landesgeologe Dr. SPEYER begann die Untersuchung und Kartirung der Sectionen Salzschlirf und Hünfeld bei Fulda, von welchen die erstere innerhalb des Preussischen Antheils bis auf eine letzte Revision fertiggestellt wurde. Demnächst wurde von ihm ein Theil seiner früheren Aufnahmen in den Sectionen Grossenlüder und Fulda revidirt.

Im nördlichen Theil des Regierungsbezirks Wiesbaden hat Dr. ANGELBIS die im Vorjahre begonnene Kartirung der Section Westerburg beendet, welche nebst den druckfertigen Sectionen Langenbach, Wildenstein, Marienberg, Rennerod und Mengerskirchen den hohen Westerwald zur Darstellung bringt. Derselbe hat weiter die dem westlichen Abfall dieses Gebietes angehörende Section Selters druckfertig hergestellt.

Im südlichen Theile des Regierungsbezirks Wiesbaden hat Landesgeologe Dr. KOCH seine Thätigkeit der Vollendung der Sectionen Limburg, Eisenbach, Kettenbach, Idstein, Feldberg und Homburg gewidmet, welche er dem Abschluss nahe geführt hat.

4. Die Rheinprovinz.

Im südlichen Theile der Rheinprovinz hat Landesgeologe GREBE an der Mosel und nördlich derselben die Sectionen Bitburg, Dreis, Wittlich und Bernkastel zum Abschluss gebracht und die Section Echternacher Brücke zum grössten Theil bearbeitet.

5. Die Gegend von Berlin und Stendal.

In diesem Gebiete, innerhalb dessen bei der geologischen Aufnahme zugleich die agronomischen Verhältnisse untersucht und kartirt werden, führten südwestlich von Berlin Dr. LAUFER und Dr. WAHNSCHAFFE die letzte Revision der Sectionen Ketzin und Werder aus, so dass die Publikation der die weitere Umgebung von Potsdam umfassenden Sectionen Ketzin, Fahrland, Werder, Potsdam, Beelitz und Wildenbruch in Angriff genommen werden konnte.

Die Sectionen Berlin und Friedrichsfelde sind von Professor Dr. BERENDT unter Hülfeleistung des Dr. KEILHACK druckfertig hergestellt worden.

Südöstlich von Berlin hat Dr. Wahnschaffe den grösseren Theil der Section Rüdersdorf aufgenommen.

Aus dem Gebiete nordöstlich von Berlin ist die Section Bernau durch Dr. Laufer vollständig, die Section Schönerlinde durch Dr. Keilhack etwa zur Hälfte kartirt worden.

Behufs der Ergänzung der geologischen Uebersichtskarte der Umgegend Berlins in 1 : 100 000 ist ferner die Section Grünthal durch Dr. Laufer, die Section Werneuchen durch Dr. Wahnschaffe untersucht worden.

In dem Aufnahmegebiet westlich der Elbe bei Stendal beendete Professor Dr. Scholz die Aufnahme der Section Klinke und begann diejenige der Section Gardelegen.

Professor Dr. Gruner vollendete die Untersuchung der Section Lüderitz und ging demnächst zur Bearbeitung der Section Scherne-beck über.

6. Westpreussen.

In der Provinz Westpreussen begann Dr. Jentzsch die Aufnahmen mit der Untersuchung der Section Marienwerder. Ein Theil der westlich angrenzenden Section Münsterwalde ist von Dr. Meyer bearbeitet worden.

7. Ostpreussen.

In der Provinz Ostpreussen wurden von Dr. Klebs die Aufnahmen mit der Untersuchung der Section Süssenberg bei Heilsberg eröffnet.

Stand der Publikationen.

Im Laufe des Jahres sind zur Publikation gelangt:

1.	Lieferung XVII, enthaltend die südthüringischen Blätter Roda, Gangloff, Pörmitz, Triptis, Neustadt und Zeulenroda	6 Blätter.
2.	Lieferung XIX, enthaltend die nordthüringischen Blätter der Gegend südwestlich von Halle: Riestädt, Schraplau, Teutschenthal, Ziegelroda, Querfurt, Schafstedt, Wiehe, Bibra und Freiburg	9 »
	zusammen	15 Blätter.
	Bisher waren publicirt	76 »
	Es sind mithin im Ganzen publicirt . . .	91 Blätter.

Weiter gelangten zur Ausgabe von Abhandlungen und sonstigen Arbeiten:

1. Abhandlungen, Band III, Heft 2: Untersuchung des Bodens der Umgegend von Berlin, bearbeitet von Dr. E. Laufer und Dr. F. Wahnschaffe, 283 S.
2. Abhandlungen, Band III, Heft 3: Die Bodenverhältnisse der Provinz Schleswig-Holstein, von Dr. Ludwig Meyn, mit Anmerkungen sowie dem Schriftenverzeichnisse und Lebensabrisse des Verfassers von Dr. G. Berendt, 52 S. Nebst einer geologischen Uebersichtskarte der Provinz Schleswig-Holstein im Maassstabe 1 : 300 000 von Dr. L. Meyn und einem Bildniss desselben in Lichtdruck.
3. Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landes-Anstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1880. Gross 8⁰, CV und 350 S. Nebst X Tafeln.
4. Aus der Flora der Steinkohlenformation von Dr. E. Weiss.

Debit der Publikationen.

Nach dem vorjährigen Berichte betrug die Zahl der debitirten Kartenblätter am Schlusse des Jahres 1880 (S. CV) 8496 Blätter.

Im Jahre 1881 wurden verkauft:

von Lieferung I, Gegend von Nordhausen	40 Bl.		
» » II, » » Jena	38 »		
» » III, » » Bleicherode	19 »		
» » IV, » » Erfurt	21 »		
» » V, » » Halle	10 »		
» » VI, » » Saarbrücken I. Theil	69 »		
» » VII, » » II. »	63 »		
» » VIII, » » Riechelsdorf	39 »		
» » X, » » Saarburg	40 »		
» » XI, » » Berlin (Nauen etc.)	4 »		
» » XII, » » Naumburg a. S.	22 »		
» » XIII, » » Gera	50 »		
» » XIV, » » Berlin (Oranienburg)	18 »		
» » XV, » » Wiesbaden	111 »		
» » XVII, » » Triptis, Neustadt	456 »		
» » XIX, » » Querfurt	585 »	1585	»
so dass im Ganzen im Handel debitirt sind		10081	Blätter.

Von Abhandlungen wurden verkauft:

Band I, Heft 1.	(Eck, Rüdersdorf)	3 Exempl.
» » » 2.	(Schmid, Thüringischer Keuper) .	3 »
» » » 3.	(Laspeyres, Rothliegendes von Halle)	3 »
» » » 4.	(Meyn, Insel Sylt)	3 »
Band II, » 1.	(Weiss, Steinkohlen-Calamarien) . .	6 »
» » » 2.	(Orth, Rüdersdorf)	2 »
» » » 3.	(Berendt, Umgegend Berlins, Nordwest)	2 »
» » » 4.	(Kayser, Devonfauna des Harzes) .	2 »
Band III, » 1.	(Weiss, Flora von Wünschendorf) .	7 »
» » » 2.	(Laufer und Wahnschaffe, Bodenuntersuchung)	44 »
» » » 3.	(Meyn, Schleswig-Holstein) . . .	131 »

Von den sonstigen Publikationen wurden verkauft:

Jahrbuch der Anstalt für das Jahr 1880	26 Exempl.
Weiss, Aus der Flora der Steinkohlenformation . .	261 »

2.

Arbeitsplan für die geologische Landesaufnahme im Jahre 1882.

I. Harz.

Im Mittelharz wird der Landesgeologe Professor Dr. Lossen die Aufnahme der Elbingeroder Mulde in den Sectionen Blankenburg und Elbingerode und demnächst die Untersuchung der krystallinischen Gesteine westlich des Brockens in der Section Harzburg fortsetzen.

Im Westharz wird Bergrath Dr. von Groddeck die Revision seiner früheren Aufnahmen auf der Grundlage der neuen topographischen Generalstabskarte fortsetzen.

Sekretär Halfar wird die Abgrenzung der Calceola-Schichten in der Section Zellerfeld vollenden und seine früheren Arbeiten im nördlichen Theil dieser Section in Zusammenhang und zum Abschluss bringen.

Am Nordrande des Harzes wird Professor Dr. Dames die Section Quedlinburg fertigstellen und die Bearbeitung des nicht paläozoischen Theiles der Sectionen Blankenburg und Derenburg beginnen.

Am Westrande des Harzes wird Professor Dr. von Könen die Bearbeitung der Section Gandersheim, deren Aufnahme bereits durch den Landesgeologen Dr. Speyer begonnen worden, weiterführen.

2. Im nördlichen Thüringen

wird Professor Dr. von Fritsch die Aufnahmen in den Sectionen Halle, Gröbers, Kölsa, Merseburg, Kötschau, Weissenfels und Lützen revidiren.

Geheimer Hofrath Professor Dr. Schmid wird die Section Dietendorf bearbeiten.

Professor Dr. Bauer wird die Aufnahme der Section Ohrdruf fortsetzen.

Dr. Bornemann wird die Section Wutha zum Abschluss zu bringen suchen.

Ingenieur Frantzen wird die Gliederung des unteren Muschelkalks innerhalb eines Theiles der Section Berka in ihrer Beziehung zu der Entwickelung im Meiningen'schen durchzuführen versuchen.

3. Im Thüringer Wald und südlich desselben

wird der Landesgeologe Professor Dr. Weiss die Bearbeitung der Sectionen Brotterode und Friedrichsroda fortsetzen. Derselbe wird ferner in Gemeinschaft mit Herrn Professor Dr. von Fritsch eine vergleichende Untersuchung des Rothliegenden in der Umgebung des Granits von Zella und Goldlauter ausführen.

Professor Dr. von Fritsch wird die Aufnahmen der Sectionen Suhl und Schleusingen und des nordöstlichen Theiles der Section Schwarza revidiren.

Derselbe wird auf Section Tambach das Gebiet untersuchen, welches südlich des von Herrn von Seebach bearbeiteten Theiles der Section liegt, jedoch unter Ausschluss des von der Strasse von Schnellbach nach Steinbach-Hallenberg gegen Südwesten belegenen Flächenraumes, welchen Professor Dr. Bücking bearbeiten wird.

Professor Dr. Bücking wird nächst der Aufnahme des erwähnten Theiles der Section Tambach die Section Schmalkalden zum Abschluss bringen und, wenn die Zeit es gestattet, den nördlichen Theil des Gebietes westlich des Schwarza-Thales auf Section Schwarza bearbeiten.

Ingenieur FRANTZEN wird den südlichen Theil dieses Gebietes in Section Schwarza untersuchen und die Aufnahme der Section Dingsleben in Angriff nehmen, wobei er von Norden her beginnen wird.

Dr. PROESCHOLDT wird die Section Rentwertshausen revidiren und die Aufnahme der Section Themar zum Abschluss bringen.

Weiter wird derselbe innerhalb der Section Schwarza das Triasgebiet östlich des Schwarza-Thales fertig kartiren.

Geheimer Hofrath Professor Dr. SCHMID wird die Aufnahme der Sectionen Crawinkel und Stadt Ilm weiterführen.

Dr. LORETZ wird die Bearbeitung der Section Masserberg unter Berücksichtigung des Anschlusses an die Sectionen Schleusingen und Ilmenau zum Abschluss bringen und demnächst die Revision der Section Gräfenthal weiterführen. Sofern die Zeit es gestattet, wird er die Aufnahme der Sectionen Steinach, Oeslau und Coburg fortsetzen.

Professor Dr. LIEBE wird die Aufnahme der Sectionen Naitschau und Greiz zum Abschluss zu bringen suchen und die der Sectionen Gefell, Schleiz, Hirschberg und Lobenstein weiter fördern.

4. In der Provinz Hessen-Nassau

wird Landesgeologe Dr. MOESTA die Blätter Melsungen, Altmorschen, Seiffertshausen und Ludwigseck zum Abschluss bringen. Sofern die Zeit es gestattet, wird er demnächst die Bearbeitung der Sectionen Cassel und Oberkaufungen in Angriff nehmen.

Professor Dr. BÜCKING wird die Kartirung der Section Kella beginnen.

Professor Dr. BAUER wird die Aufnahme der Section Tann weiterführen.

Professor Dr. KAYSER wird im Taunus die noch erforderliche Revision einzelner Theile der Sectionen Feldberg und Homburg ausführen und die Aufnahme der Section Schaumburg im Anschluss an die Vorarbeiten des Landesgeologen Dr. KOCH beginnen.

Dr. ANGELBIS wird die Aufnahme der Sectionen Montabaur und Girod vollenden und, wenn die Zeit es gestattet, die Tertiär- und Basaltvorkommen in der Section Hadamar bearbeiten.

5. In der Rheinprovinz

wird Landesgeologe GREBE die Sectionen St. Wendel und Freisen der bayerischen Grenze entlang revidiren und demnächst die Aufnahmearbeiten in dem nördlich der Mosel liegenden Theile des Regierungsbezirks Trier weiterführen.

6. In der Provinz Schlesien

wird Dr. DATHE die Aufnahmearbeiten in den Sectionen Neurode, Wünschelburg und Frankenstein beginnen.

7. Im Aufnahmegebiet des Flachlandes

a) westlich der Elbe

werden Professor Dr. SCHOLZ und Professor Dr. GRUNER die Aufnahme der Sectionen Gardelegen und Schernebeck zum Abschluss bringen und demnächst die Bearbeitung der Sectionen Stendal, bezw. Tangermünde in Angriff nehmen.

Dr. KLOCKMANN wird die Aufnahme der Section Arneburg beginnen.

b) in der Umgegend von Berlin

wird Professor Dr. BERENDT die im Maassstabe 1 : 100 000 bereits ausgeführte Section Biesenthal im Specialkarten-Maassstabe 1 : 25 000 fertigstellen.

Dr. LAUFER wird in gleicher Weise die bereits im Maassstabe 1 : 100 000 aufgenommene Section Grünthal bearbeiten.

Dr. WAHNSCHAFFE wird die Section Rüdersdorf zum Abschluss bringen und die in 1 : 100 000 bereits vorliegenden Sectionen Alt-Landsberg und Werneuchen fertigstellen.

Dr. KEILHACK wird die begonnene Section Schönerlinde beenden und die in 1 : 100 000 aufgenommene Section Wandlitz im Specialkartenmaassstab bearbeiten.

c) in Westpreussen

wird Dr. Jentzsch die im Vorjahre begonnene Aufnahme der Section Marienwerder abschliessen und alsdann die anstossende Section Rothhof fertig zu stellen suchen.

d) in Ostpreussen

wird Dr. Klebs in gleicher Weise Section Süssenberg abschliessen und das anstossende Blatt Heilsberg bearbeiten.

e) in der Gegend von Halle

wird Dr. Laufer nach Abschluss der Aufnahmen in der Umgegend Berlins das Diluvial- und Alluvialgebiet im nördlichen Theil der Sectionen Gerbstädt, Cönnern und Gröbzig einer vergleichenden Untersuchung und Kartirung im Hinblick auf die bei Berlin ausgeführten Arbeiten unterziehen.

3.
Personal-Nachrichten.

Die Bergakademie erlitt am 10. März 1881 durch den Tod des Professors ALBERT RHODIUS, Docent der höheren Mathematik und der Markscheide- und Messkunst, einen schweren Verlust.

Die von demselben vorgetragenen Lehrgegenstände sind auf zwei Lehrkräfte vertheilt worden.

Die mathematischen Vorträge und Uebungen hat Professor Dr. A. WANGERIN von der Berliner Universität mit Beginn des Sommersemesters 1881 übernommen.

Als Docent der Markscheide- und Messkunst ist der Oberbergamts-Markscheider A. SCHNEIDER, bis dahin bei dem Königlichen Oberbergamte in Bonn, mit Beginn des Wintersemesters 1881/82 berufen worden.

Bei der geologischen Landesanstalt ist Dr. H. BÜCKING in Folge seiner Berufung als ausserordentlicher Professor bei der Universität Kiel am 1. October 1881 ausgeschieden.

Die Stelle desselben ist dem Dr. E. DATHE von demselben Zeitpunkt ab verliehen worden.

In der Flachlandsabtheilung sind die Geologen Dr. A. JENTZSCH und Dr. R. KLEBS in Königsberg vom 1. April und Dr. C. KEILHACK in Berlin vom 1. Juni 1881 ab als Hülfsarbeiter eingetreten.

6.

Personal-Nachrichten.

Die Bergakademie erlitt am 30. März 1881 durch den Tod des Professors Albert [illegible], Docent der höheren Mathematik und der Markscheide- und Messkunst einen schweren Verlust.

Die von demselben vorgetragenen Lehrgegenstände sind auf zwei Lehrkräfte vertheilt worden.

Die mathematischen Vorträge und Uebungen hat Professor Dr. A. Wangerin von der Berliner Universität mit Beginn des Sommersemesters 1881 übernommen.

Als Docent der Markscheide- und Messkunst ist der Oberbergamts-Markscheider A. Schneider, bis dahin bei dem Königlichen Oberbergamte in Bonn, mit Beginn des Wintersemesters 1881/82 berufen worden.

Bei der geologischen Landesanstalt ist Dr. H. Bücking in Folge seiner Berufung als ausserordentlicher Professor bei der Universität Kiel am 1. October 1881 ausgeschieden.

Die Stelle desselben ist dem Dr. E. Dathe von demselben Zeitpunkt ab verliehen worden.

In der Flachlandsabtheilung sind die Geologen Dr. A. Jentzsch und Dr. R. Klebs in Königsberg vom 1. April und Dr. C. Keilhack in Berlin vom 1. Juni 1881 ab als Hülfsarbeiter eingetreten.

II.

Wissenschaftliche Mittheilungen.

Abhandlungen

von

Mitarbeitern

der Königl. geologischen Landesanstalt.

Geologische und petrographische Beiträge
zur
Kenntniss des Harzes.

Von Herrn **K. A. Lossen** in Berlin.

II. Ueber den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz[1]).

Spalten, gleichviel ob erfüllt als Gänge oder leer als Klüfte, sind Risse, Sprünge, wie man wohl im gewöhnlichen Leben sagt, während der Bergmann und Geolog das letztere Wort nur da anwenden, wo zugleich längs der Zerreissung der Gebirgsglieder eine gleichzeitig oder nachträglich erfolgte Verschiebung des Auseinandergerissenen — eine Verwerfung — stattgefunden hat. An die Erklärung der Entstehung solcher Risse wird man in einem gefalteten Gebirge erst dann herantreten dürfen, nachdem einigermassen Klarheit gebracht ist in den gefalteten Schichtenaufbau; greifen aber in diesen letzteren überdies noch ungeschichtete Eruptivmassen ein, so wird auch das Verständniss der Art und Weise ihres Zusammenhanges mit dem geschichteten Gebirgskörper als Vorbedingung zur Erklärung der Spalten gelten müssen.

Somit kann es nicht Wunder nehmen, dass trotz des frühzeitigen Bergbaues im Harze und trotz der demzufolge frühzeitigen

[1]) Nach einer Reihe von dem Autor vor der D. geol. Ges. gehaltenen Vorträgen, ergänzt durch einige im Sommer 1881 gewonnene Resultate. Zur besseren Orientirung für den Leser diene des Autors geognostische Uebersichtskarte vom Harz (1 : 100 000) und die auf gleicher topographischer Grundlage (Auhagen's Harzkarte) von der geologischen Landesanstalt herausgegebene Höhenschichtenkarte.

geologischen Würdigung des Gebirges Versuche zur Erklärung der Entstehung des Harzer Gangspaltennetzes relativ spät auftreten. Zwar konnte man nicht wohl übersehen, dass die vorzüglichsten durch den Bergbau bekannt gewordenen Erz-Gänge im Oberharze und im Unterharze (Neudorf-Strassberger und Harzgeroder Gänge) im Allgemeinen im Sinne der Gebirgsaxe aus OSO. nach WNW. und somit quer gegen das in h. 3 angesetzte Generalstreichen, richtiger gegen die herrschendere südwestnordöstliche Streichrichtung der Schichten verlaufen. Dabei blieb aber auch die längste Zeit die Erkenntniss stehen, gleichviel ob man sich mit den ältesten Forschern die Schichtenmasse mit gemeinsamem Streichen und südöstlichem Fallen als Ganzes oder aber lieber nach Hausmann's Anschauung als durch die Diabaseruptionen schollenweise zerstückt gehoben vorstellte. Ein Fortschritt war erst möglich, nachdem palaeontologische und bei dem notorischen Versteinerungsmangel in den allermeisten Harzschichten, namentlich, jenen voraufgehend und folgend, sehr mühsame petrographisch-stratographische Detailuntersuchungen ein reich gegliedertes lebendiges Bild an Stelle jenes eintönigen Schiefergebirges mit der schematischen Generalstreichlinie hatten treten lassen.

Viele haben an diesem Bilde gearbeitet. Lange Zeit beschränkte sich die eingehendere Kenntniss der Gebirgsschichten fast ausschliesslich auf das nordwestliche Drittel des Gebirges, auf das natürliche Beobachtungsgebiet der Klausthaler Geologen und des Oberharzer Bergmanns. Zu isolirt lagen weiter östlich die Arbeitsfelder des bis in hohes Alter emsigen Jasche und des genialen thatkräftigen J. C. L. Zincken. Später gewann vorzüglich F. A. Roemer auch dem Unterharze schätzenswerthe und in gewissem Sinne grundlegende Resultate ab, leider aber wesentlich nur palaeontologische, deren zu einer geologischen Uebersichtskarte des Gebirgs versuchte Verwerthung misslingen musste, weil sie der nur Hand in Hand mit der petrographisch-stratographischen Forschung zu gewinnenden Klarlegung der Schichtengliederung und des Schichtenaufbaues vorauseilte.

Erst den frühesten Forschungen der geologischen Landesanstalt blieb, wie der Nachfolger auf F. A. Roemer's Lehrstuhl ausdrücklich

anerkannt hat, vorbehalten vom Ostharze her den Faltenbau des Gebirges aufzuhellen[1]). In einer ersten, zu Ende des Jahres[2]) 1867 von dem Verfasser gegebenen Zusammenfassung der durch die Arbeiten E. Beyrich's, R. Stein's und die eigenen bis dahin gewonnenen Einzelerfahrungen zum Gesammtergebniss wurden bereits nach Aufzählung der vielfach neu erkannten oder abweichend von F. A. Roemer geordneten Formationsglieder die Sattelaxe der Tanner (»liegenden«) Grauwacke im Unterharze und die drei Muldensysteme dieses Gebirgstheiles, die Südmulde, die Ost- oder Selke-Mulde, und die Elbingeroder Mulde, hervorgehoben und zugleich die bis dahin geläufige irrige Vorstellung von dem durch den ganzen Harz fast ausnahmslos herrschenden südwestnordöstlichen Generalstreichen widerlegt.

Derselbe Aufsatz wies auch bereits dem Diabas und Granit eine von der Auffassung Hausmann's wesentlich verschiedene Rolle zu. Ersterer wurde im Einklang mit den trefflichen localen Beobachtungen Obebeck's[3]) aus der Umgebung von Goslar und Wolfshagen, in seinen einzelnen Varietäten als niveaubeständig innerhalb der Schichtenreihe, als symmetrisch wiederkehrend in den einzelnen Sattel- und Muldenflügeln und somit als älter wie die Schichtenfaltungen und denselben nur passiv eingefügt erkannt. Dagegen wurde dem Granit, welcher anfänglich der Werner'schen Schule als ältestes Formationsglied und Basis für das ganze Gebirgsgerüst, v. Raumer sodann als Einlagerung zwischen den Schichten, L. v. Buch, Hausmann, Fr. Hoffmann endlich als eine dem Schichtenbaue fremde, störend von unten eingedrungene Masse gegolten hatte, damals schon eine activ bei dem Gebirgsbau mitwirkende Rolle zugewiesen, aber nicht in dem Sinne der Erhebungstheorie[4]). Es wurde vielmehr ausgeführt, dass die Massive des Granits nach Lage und Umriss die deutlichsten Beziehungen zum Verlaufe der Schichten erkennen lassen,

---

[1]) v. Groddeck, Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuss. Staat, 1873, Bd. 21, S. 1.

[2]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XX, S. 216 ff., vergl. auch Bd. XXI, S. 283.

[3]) Maja, 1856, S. 50 ff.

[4]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XX, S. 224 bis 225, Bd. XXI, S. 328.

dergestalt, dass sein Eindringen zwischen die Sedimente in den bereits im Zug begriffenen Faltungs- und Gebirgsbildungsprocess formgebend eingegriffen haben müsse.

Die weitere Entwicklung dieses Gedankens an der Hand der eigenen Beobachtungen und derjenigen sämmtlicher Vorgänger und Mitarbeiter führte dann zu dem als Schlüssel für den Bau des Harzes aufgestellten Satze, dass die einseitig (heteroklin) zusammengeschobene Falte bei gesteigertem Drucke in eine dem Streichen nach durchrissene Falte mit aufwärts geschobenem Hangenden und diese bei abermaliger fortgesetzter Steigerung des Drucks in eine Zerspaltung mit aufgepressten Eruptivgesteinen übergehen könne. Damit war die Grundlage für jene einheitliche Auffassung von dem inneren Baue des Gebirgs gegeben, welche zugleich mit diesem Satze ausgesprochen wurde und welche die Berechtigung gab, nunmehr zur Publication der geognostischen Uebersichtskarte des Harzes, verbunden mit einer Höhenschichtenkarte auf derselben topographischen Grundlage (AUHAGEN's Harzkarte 1 : 100000), vorzuschreiten.

Diese der Deutschen geologischen Gesellschaft zuerst im Frühjahre 1876 und wiederholt 1877 auf der Generalversammlung in Wien von dem Verfasser vorgetragene Theorie [1]) erklärt: Der Harz, dieser »eine Berg« des LASIUS, das »unzerstückte Massengebirge« FR. HOFFMANN's, ist getreu seiner orographischen Gestaltung und seiner geographischen Lage zwischen dem Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirge im Westen und den Hercynisch-Sudetischen Gebirgen im Süden und Osten, so wie äusserlich, so auch innerlich ein Gebirgsknoten, in welchem sich die beiden einseitig von SO. und von SW. her

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXVIII, S. 168. Vergl. auch Sitzungsberichte der Ges. naturforschend. Freunde z. Berlin, 1881, S. 24 ff., wo der Zusammenhang mit den Lothablenkungszahlen erörtert wurde. Zur Orientirung sei dabei bemerkt, dass die dort mitgetheilten Lothablenkungswerthe seither durch das geodätische Institut eine kleine Correctur erfahren haben, darum nicht genau mit den richtigeren Zahlen der Uebersichtskarte stimmen; diese Correctur, die von der Messungsgrundlage (Seeberg bei Gotha) ausgeht, betrifft die Zahlen in gleichem Sinne, ändert daher an dem Resultat nichts.

zusammengeschobenen Faltensysteme jener Nachbargebirge kreuzen, durchdringen und hemmen. In den rechtwinklig aufeinander stehenden Hauptdurchmessern[1]) der Granit-Massive des Brockens und des Rammbergs kehren die Streichrichtungen der beiden sich kreuzenden Faltensysteme wieder. Lage und Umriss dieser zwei Haupt-Granitmassive und ihrer Contacthöfe, verglichen mit dem Schichtenbaue, weisen[2]) deutlich darauf hin, dass Brocken und Rammberg einseitig südost- und südwestwärts geneigt in den dynamischen Brennpunkten des kreuzweise durcheinander gefalteten Gebirgsbaues stehen, als in den Maximaldruckregionen einseitig geneigt in magmatischem Zustande aufgepresste Eruptivmassen. Es tragen sonach die Granitstöcke auf den einander zugekehrten weniger steilen Seiten in ihrem Hangenden die durch Druck und Gegendruck stark ineinander gepressten, dem Fallen und Streichen nach gestauten, verbogenen, schliesslich tief aufgeborstenen und demzufolge von Eruptivgängen durchsetzten älteren Schichtgruppen, umgekehrt sind auf den von einander abgekehrten Steilseiten im Liegenden jüngere Schichtgruppen niedergedrückt[3]).

Aus dem Verständnisse der beiden sich kreuzenden Faltensysteme und der darin eingezwängten in ihren Druckwirkungen auf den Schichtenbau sich Widerpart haltenden Granitkerne erwuchs wie von selbst die Auffassung, dass die das Gebirge durchsetzenden Gangspalten als Folgewirkung gehemmter Faltung, beziehungsweise einer dabei bis zur Schichtenzerreissung gesteigerten Spannung zu betrachten sind. Schon 1870 war in den Erläuterungen zu der die Südmulde darstellenden ersten Lieferung der Detailkarten des Harzes[4]) darauf hingewiesen worden, dass die

---

[1]) Hauptdurchmesser, weil im Brockenmassiv deutlich ein zweiter kürzerer Durchmesser zwischen Hasserode und Harzburg hervortritt, welcher in seiner hercynischen Richtung dem Rammberge entspricht.

[2]) Unter Berücksichtigung des weiter unten näher zu besprechenden Umstands, dass in der Nordhälfte des Brockenmassivs ein dem Rammberg vergleichbarer hercynischer Antheil sich geltend macht.

[3]) So ist es wenigstens im Grossen und Ganzen, auf die Zugwirkungen, die neben den Druckwirkungen nicht fehlen, ist weiter unten hingewiesen.

[4]) Geol. Specialkarte v. Preussen u. d. Thüring. Staaten. 1. Lief., Text zu Bl. Benneckenstein, S. 7; Bl. Hasselfelde, S. 8.

ungleiche physikalische Beschaffenheit der in Faltung begriffenen Massen eine ungleiche Widerstandsfähigkeit und zufolge dessen eine trotz ursprünglicher gleichartiger Lagerung im Endresultat bis zur Discordanz gesteigerte ungleiche Art der Fortpflanzung des Faltungsdruckes verursache. Speciell war die grössere Beweglichkeit des in sich verschiebbaren und dadurch faltungs- und pressungsfähigeren Schiefersediments gegenüber der grösseren Sprödigkeit und Steifheit des Grauwacken- und z. Th. auch des Kieselschiefersediments betont worden. Zahlreiche seitliche und geneigte Ausquetschungen, oder aber Verdrückungen der Schiefer zwischen den mehr als Ganzes bewegten, gestauten, örtlich über die Schiefer hinweg geschobenen oder dieselben zusammendrückenden spröden Massen führten zu dieser Erklärung.

Die fortgesetzte Detailaufnahme gab häufig Veranlassung zur Anwendung dieser Grundsätze auf bestimmte Theile des Gebirgs. Insbesonders aber war die in Verdrückung, Ueberschiebung und Querfaltung bis zur Schichtenzerreissung und -Verwerfung ausgedrückte Deformirung der SW.—NO. eingesenkten Selkemulde durch das Auszwängen des NW.—SO. gerichteten Rammberg-Massivs, sowie überhaupt das Verhältniss der dieses Massiv umgebenden Schichten zum Granitkerne Gegenstand der Betrachtung des Verfassers [1]). Dabei ergab sich von selbst, dass die jener lediglich aus dem Schichtenbaue nachgewiesenen grossen Querverwerfung [2]) im Selkethal parallel laufenden altbekannten Unterharzer Erzgänge, besonders der weithin fortsetzende Neudorf-Strassberger Gangzug, auf die gleiche Ursache zurückzuführen seien. Als dann die Detailuntersuchungen des Verfassers in die nordöstliche Umgebung des Brocken-Massivs vor und damit dem Oberharze näher rückten, damals galt es die dort von A. v. GRODDECK und A. HALFAR und die weiter gegen Harzburg und südöstlich bis Andreasberg und bis über Elend hinaus durch E. KAYSER gewonnenen Resultate mit den Ergebnissen

---

[1]) Vergl. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1872—1874, Bd. XXIV, S. 177; Bd. XXVI, S. 376 (wo Z. 17 von oben der Bindestrich zwischen »NW.« und »Ueberschiebungen« als sinnstörender Druckfehler zu tilgen ist), Bd. XXVII, S. 448 ff.

[2]) Siehe die am meisten thalabwärts das Selkethal kreuzende goldene Verwerfungslinie in der Uebersichtskarte.

älterer Forscher und den eigenen, vor Allem aber mit den aus dem Unterharze geschöpften Grundzügen vom Baue und der Gliederung des Gebirges zu jenem Gesammtbilde zusammenzufassen. Diese durch freundliches Entgegenkommen seitens der genannten Herren Mitarbeiter unterstützte Arbeit ist, soweit sie den Zusammenhang der Oberharzer mit den Unterharzer Schichten betrifft, ausser in der seit 1867 begonnenen, jetzt vollendeten Uebersichtskarte in einem in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft Bd. XXIX, S. 612—624 veröffentlichten Artikel dargestellt.

Es lag nahe die am Rammberge gewonnene Anschauung von der Entstehung der Gang- und Verwerfungsspalten durch die Einwirkung der hercynischen Granitaufpressung auf das bereits gefaltete Schichtgebirge *mutatis mutandis* auch für eine Erklärung des Oberharzer Gangspaltensystems zu verwerthen. Denn es konnte der Beobachtung nicht entgehen, dass in der grossen als Brockenmassiv zusammengefassten Eruptivmasse, wie schon JASCHE nach seiner Auffassungsart erkannt hatte und die Entdeckung der dem Bodegange entgegenstrebenden Hasseröder granophyrischen Granitapophysen bestätigte[1]), neben dem nordostwärts gegen den Unterharz streichenden Granitsystem zugleich auch ein hercynisch gerichtetes gegen Unter- und Oberharz gekehrtes vorhanden ist. So hat sich denn auch der Verfasser in einem Pfingsten 1876 auf Wunsch des Herrn Berghauptmanns OTTILIAE vor dem Oberbergamtscollegium in Klausthal gehaltenen und später vor der Deutschen geologischen Gesellschaft noch eingehender ausgeführten[2]), ungedruckt gebliebenen Vortrage kurz dahin ausgesprochen, das einseitige Andrängen des Granits in der hercynischen Richtung lediglich gegen die nördliche Hälfte des Oberharzes, wie es sich in der auffälligen Breite und intensiven Wirkung der Contacterscheinungen abspiegelt und im Ockerthaler Granit durch die Erosion blosgelegt ist, habe jene Spannung im Schichtenbaue erzeugt, als deren Ausgleichung das Oberharzer Gangspaltennetz aufzufassen sei. Wohl auch wurde im Einzelnen dabei auf die umgebogenen, gebrochenen und längs

---

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXVIII, S. 405 ff.

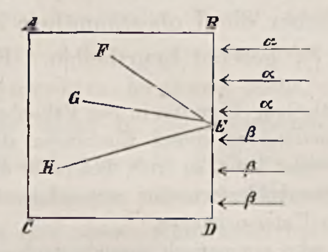
[2]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXIX, S. 206.

reciproker Spalten verrückten Streichlinien der Schichten in den beiden Parallelprofilen Ober-Schulenberg-Ocker und Gosethal-Rammelsberg, auf die Aufstauung und Heraushebung der Unterdevonschichten bei Ocker, auf das Absinken der Schichten südlich des Lautenthal-Festenburger Gangzuges zufolge dieses Heraushebens u. a. hingewiesen als Deformirungserscheinungen an dem ursprünglich in gerader ungebrochener Linie SW.—NO. streichenden Devonsattel zwischen dem Innerste- und Ockerthale, hervorgerufen durch den quer dagegen andrängenden Granit. Auch wurde dieses Andrängen nie nach dem durch die Erosion blossgelegten oberen Querschnitte des Gebirges allein beurtheilt, vielmehr stets ein unterirdischer Zusammenhang aller Granitmassen des West-Harzes und speciell des Ockergranits mit dem abweichend von der Hauptmasse des Brockengranits im Sinne des Ramberg-Massivs hercynisch erstreckten Granite zwischen Hasserode und Harzburg vorausgesetzt und das nachweislich relativ jüngere Alter der hercynischen Faltung gegenüber der nordost-südwest gerichteten niederländischen betont. Im Uebrigen wurde von einer detaillirteren Auseinandersetzung Abstand genommen bis dahin, dass die Fortschritte der Detailkartirung der Gegend zwischen Ilse und Ocker ein klareres Verständniss des Verhältnisses des Granits zum Gabbro und beider zu dem Schichtgebirge mit seinen eingelagerten alten Eruptivgesteinen gebracht haben würden.

Unterdessen hat v. Groddeck im Spätjahre 1876 (Bd. XXIX der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, S. 442 ff.), anknüpfend an seine wichtige Entdeckung der die Schichten verwerfenden Kellwasserspalte, eine detaillirtere Theorie von der Entstehung der Oberharzer Gangspalten gegeben. Indem er den durch sein auffällig gegen NNW. gerichtetes Streichen von den namhafteren Oberharzer Gangspalten abweichenden Gang in die Borchers'sche Gangkarte eintrug, fiel ihm auf, »dass alle Gänge des Oberharzes, im grossen Ganzen, strahlenförmig vom oberen Kellwasserthal auslaufen. Es treten deutlich 3 Hauptgangstrahlen hervor. Der südliche Strahl mit einem Generalstreichen in h. 7, wird von dem Silbernaaler Gang, vereinigter Burgstädter und Rosenhöfer Zug und dem Schulthaler Zug gebildet. Der östliche

Strahl ist der neue in h. 12 streichende Gang. Den mittleren Gang bilden der Lautenthaler Hahnenkleer und der Bockswieser Festenburger Schulenberger Zug, die einem Generalstreichen in h. 9 folgen. Der südliche und östliche Strahl laufen von der Steilen Wand im oberen Kellwasserthale aus, wo Bruchbergquarzit und Brockengranit zusammenstossen.«

Diese formalen Verhältnisse, zusammengehalten mit dem Umstande, dass die Schichten an der Steilen Wand und im Fortstreichen so auf der ganzen Flucht »an den nordwestlichen Abhängen des Bruchbergs und Brockens« stark zusammengefaltet sind und unter steilen Winkeln südostwärts fallen, während sich je mehr gegen NW. von diesen Abhängen, um so mehr eine allmälige Verflachung der Schichtenfalten einstellt, führten v. Groddeck zu der Annahme, »dass bei der Hebung des Gebirges der Bruchbergquarzit und der Brockengranit sich in der Richtung von SO. nach NW. bewegten und dabei die vor ihnen liegenden Schichten zusammenschoben.« Aus der ferneren Annahme, »dass diese Gesteinsmassen mit verschiedener Intensität auf die in der Bewegungsrichtung vor ihnen liegenden Schichten einwirkten«, wird alsdann das sternförmige Zerreissen der also zusammengeschobenen Schichten, »das Ausstrahlen der oberharzer Gangspalten vom oberen Kellwasserthale aus, wo Bruchbergquarzit und Brockengranit zusammenstossen«, nach nebenstehendem Schema hergeleitet. Mein sehr verehrter Freund schliesst seinen Aufsatz mit der Bemerkung, es könne meine Ansicht, dass am Harze ein und dieselbe Kraft die Schichten übereinander geschoben und die Granitmassen emporgepresst habe und dass durch die bei der Graniteruption eingetretene Spannung in den Gesteinsschichten die Harzer Gangspalten aufgerissen seien, mit seiner Theorie anscheinend in besten Einklang gebracht werden.



In der That ist diese Uebereinstimmung bis zu einem gewissen Grade, aber auch nur bis zu einem gewissen Grade, vorhanden. Sie besteht darin, dass wir beide für die von meinem

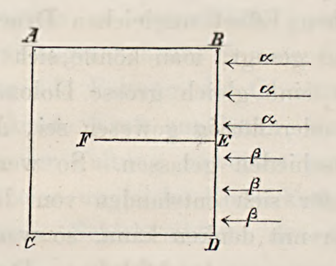
Freunde so vortrefflich geschilderte einseitig von SO. her zusammengeschobene, in anderen Theilen des Harzes ähnlich wiederkehrende Faltung des Oberharzes, eine aus dieser Richtung her wirkende Kraft annehmen, dass wir beide dem Granit eine Rolle bei der Faltung zuweisen und dass wir aus den Beobachtungen auf eine ungleiche Einwirkung auf die nordöstliche und die südöstliche Schichtenhälfte des Oberharzes schliessen. Der Unterschied in der beiderseits entwickelten Anschauung liegt, sowie mir scheint, vorzugsweise an der Verschiedenheit des Standpunktes bei dem Ueberblick über den ganzen Gebirgsbau. Mein um die Kenntniss des Oberharzes und speciell um die geologische Rolle seiner Gangspalten als Verwerfer der Schichtenfalten so hoch verdienter Freund, dem seine mannichfaltigen Berufsgeschäfte nicht gestatten in erster Linie Harzgeologe zu sein, schaut meiner Meinung nach die Frage etwas einseitig von dem allzusehr beschränkten und scheinbar relativ einfach gebauten Gebirgsfragmente des Oberharzes an. Nur so wird es verständlich, dass seine Theorie ganz absieht von dem einen der beiden Faltensysteme, die den Gebirgsbau des Harzes beherrschen und von deren gegenseitigem Altersverhältnisse [1]), wie ich es z. B. in der Deformirung der mit dem Oberharzer Schichtensysteme gleichgerichteten Selkemulde durch das jüngere hercynische Rammbergmassiv ausgedrückt fand. Nur so kann man ferner die Unbestimmtheit in der Rolle, die er dem Granit anweist [2]), gerecht beurtheilen. Es

[1]) Wenn ich 1867 in jener allerersten Mittheilung über die in den Faltenbau des Harzes umformend eingreifende Graniteindrängung dieses Eindringen der Granitstöcke als »wesentlich gleichzeitig« bezeichnet habe, so trifft dies ja für die Eruptionszeit in der Zeit der productiven Steinkohlenformation wesentlich zu. Den relativen Unterschied ergaben erst spätere Untersuchungen.

[2]) Das im Frühjahr 1876, allerdings nur sehr summarisch zusammengefasst, in den Sitzungsberichten der Deutschen geologischen Gesellschaft mitgetheilte Haupt-Ergebniss meiner Studien über den Bau des Harzes, in dem das jüngere Alter des hercynischen Systems, wie es sich schon aus der Deformirung der Selkemulde und aus dem Bodegange ableiten liess, nicht ausdrücklich erwähnt und von dem hercynischen Antheil des Brocken-Granitmassivs nicht speciell die Rede ist, war meinem Pfingsten 1876 überdies von Klausthal abwesenden Freunde vor der ersten Aufstellung seiner Theorie wohl entgangen und so hat er meine ihm über die Entstehung der Oberharzer Gangspalten und des Rammelsbergs zufolge der Einwirkung des Ockerthaler Granits auf den Devonsattel angedeuteten Mittheilungen missverstanden (vergl. v. Groddeck a. a. O. S. 447).

galt ihm eben nur den mechanischen Effect ungleichen Drucks hervorzuheben, darum wird geradezu gesagt, man könne sich an Stelle des Brockengranits ebensogut eine gleich grosse Dolomitmasse denken; ob der Granit fest oder flüssig gewesen sei, das wird mit vollem Bewusstsein unentschieden gelassen. So wenig man nun aber den Oberharz als für sich entstanden von dem übrigen Gebirgsbaue des Harzes getrennt denken kann, so wenig ist eine solche Selbstbescheidung consequent durchführbar. Denn obwohl v. Groddeck weder feststellt, ob der Bruchbergquarzit oder der Granit grösseren Druck ausgeübt habe, noch auch, ob beide gleichzeitig oder einer nach dem anderen und welcher von beiden zuletzt gedrückt habe, deutet er doch ausser der lediglich auf die Faltungsweise der nordwestlich angrenzenden Schichten basirten schlichten Aussage, der Granit sei bei der Hebung des Gebirges in der Richtung von SO. nach NW. bewegt worden, als gewissenhafter Beobachter das Grenzverhältniss zwischen Quarzit und Granit an der Ausstrahlungsstelle an. Dabei zeigt sich nun, dass die Schichtenverwerfung, welche zu der schönen Entdeckung der auch örtlich durch Aufschürfung als Gang erkannten Kellwasserspalte führte, den Quarzit selber verwirft, so dass der Granit nicht nur, wie v. Groddeck hervorhebt, beiderseits der Spalte hinter dem Quarzit folgt, sondern auch längs der Bruchlinie östlich der Steilen Wand neben den diese Wand zusammensetzenden, quer gegen das Streichen durchbrochenen Quarzitschichten steht. Damit wird aber der Strahlungspunkt für diese h. 12 streichende Spalte um die Breite der Steilen Wand gegen S. gerückt und hört, da nach v. Groddeck's eigner Angabe der ideal verlängerte Schulenberger Zug überhaupt nicht in das obere Kellwasserthal hineinläuft, für alle drei Strahlen auf Strahlungspunkt zu sein. Der südliche und der mittlere Gangzug v. Groddeck's laufen vielmehr, wie ein Blick auf die Karte lehrt, unter etwas verschiedenem Winkel spiesseckig auf die Kellwasserspalte zu, ganz wie der Gemkenthaler Zug weiter nördlich: das Ausstrahlen von einem Punkte ist für mich nicht bewiesen.

Es fordert die Theorie streng genommen auch gar keine Strahlung, vielmehr wird ein einfacher Querriss EF nach umstehendem Schema unter sonst gleichen Umständen stets die ein-



fachste Folge des rechtwinklig ungleich stark wirkenden Faltungsdrucks sein, falls sich letzterer überhaupt im Reissen und nicht vielmehr im höheren Anschwellen und convexen Vorbiegen der Falte gegenüber dem stärkeren Drucke äussert. Zugleich aber drängt sich unwillkürlich die der Auffassungsweise v. Groddeck's fernliegende Frage auf: hat der Granit als Eruptivgestein längs der Steilen Wand den Quarzit durchrissen und seitwärts verdrängt oder ist auch er, wie der Quarzit, verworfen?

Diese Frage, die bei der Zusammenstellung der Harzübersichtskarte Ende 1876 an mich herantrat, weist freilich auf die Unterharz-Seite des Brockengranits nach St. Andreasberg hinüber. Gerade hierbei aber sollte sich die Zugehörigkeit der altehrwürdigen Bergstadt und ihres Reviers zum Oberharz, beziehungsweise der untrennbare Zusammenhang zwischen Unter- und Oberharz in einer ganz überraschenden, für die Weiterentwicklung der Kenntniss vom geologischen Bau des Harzes folgenreichen Art erweisen. Für St. Andreasberg lag damals ausser Hermann Credner's vortrefflicher, auf den langjährigen Erfahrungen des Bergraths Strauch fussender Abhandlung aus den sechziger Jahren [1]) eine vorläufige, von Gängen und Ruscheln zunächst abstrahirende Kartirung (1 : 25000) von E. Kayser auf einer nur unvollkommenen topographischen Grundlage [2]) aus dem Sommer 1874 vor, also aus einer Zeit, in der uns die Kenntniss von der Kellwasserspalte noch fehlte und in der mein Freund noch viel weniger über meine Vorstellung von dem Verhältnisse des Granits zu den Schichtfalten näher unterrichtet sein konnte, als v. Groddeck zur Zeit der Aufstellung seiner Strahlungstheorie. Abstossen der Schichten gegen den Granit galt ihm sonach als ein Durchgreifen des Eruptivgesteins und die Frage nach der Verwerfung des Granits mitsammt den Schichtgesteinen, welche sich auch mir hier zum erstenmal im Harze aufdrängte, lag ihm fern.

---

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1865, Bd. XVII, S. 163 ff.

[2]) Die metrische Aufnahme des Generalstabs fehlte damals noch.

Als ich nun bei Zusammenstellung der v. Groddeck'schen und Kayser'schen Kartirungsresultate wahrnahm, dass unten im Oderthale unter den Hahnenkleer Klippen die Grauwacken- und Schiefer-Hornfelsschichten ebenso gegen den gegenüber unter den Rehberger Klippen hoch aufragenden Granit abstossen, wie jenseits des Oderteiches der Granit gegen den Quarzit der Steilen Wand, dass also eine gleichsinnige Verschiebung längs der gerade in's Oderthal hineinfallenden Verlängerung der Kellwasser-Spalte statthabe, da stand das Bild einer grossartigen Spaltenverwerfung mit einmal klar vor mir. Ich erinnerte mich, dass schon den Alten das obere Oderthal in seinem geradgestreckten, dem oberen Kellwasserthal entgegengesetzten Laufe als Spaltenthal gegolten hat; ich sah die überraschende Harmonie zwischen dem Gebirgsrelief und der Verwerfung, indem ich die das Hahnenkleer Plateau um 300 Fuss [1]) überragende Rehbergswand gleich der Steilen Wand als den höher stehenden Gebirgstheil im Liegenden der nach der Aufschürfung steil ostwärts einsenkenden Verwerfungsspalte erwog; ich maass die Höhendifferenz der unteren Grenze der beiden dem Granit des Rehbergs, wie des Hahnenklees aufruhenden Grauwackenhornfelsdecken im Betrag von rund 400 Fuss [1]) und ich zeichnete die Verwerfungslinie vorläufig in die Karte ein.

Dabei aber fiel mir zugleich sehr auf, dass wenig südlich von der Stelle, wo die Seitenverschiebungen längs der aus dem Kellwasser ins Oderthal in idealer Linie quer durch den Granit gezogenen Spalte aufhören, die Ruscheln von St. Andreasberg anheben.

Ich zeichnete mir dieselben aus Strauch-Credner's Grundriss [2]) in das geologische Bild der Gegend ein und fand, dass sie sehr spiesseckig gegen die Schichten und circa 60^0 gegen die Oder-Spalte [3]) streichen. Es traf also die bisher geläufige Ansicht,

[1]) Decimalfuss = 0,37662 Meter.

[2]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XVII, Taf. III.

[3]) Der Kürze halber werde ich fortab die meiner Ueberzeugung nach aus dem Kellwasser ins Oderthal übersetzende Spalte die Oderspalte nennen. Es sprechen hierfür aber auch sachliche Gründe. Einmal kann man nirgends im Harz den Effect der Spalten-Verwerfung mit einem Blick so sichtlich wahrnehmen als im Oderthale; sodann giebt es nur einen Oderfluss im Harz, während die

dass Ruscheln und Schichten parallel streichen, nicht zu; überdies erinnerte ich mich der meiner Erfahrung nach meiner Haupt-Quarzit-Zone angehörigen [1]) von F. A. Roemer bekannt gegebenen Unter-Devon-Fauna von dem Dreijungferngraben und ich kam zum Schluss, dass Schichten eines relativ so hohen Niveaus der Tanner Grauwacke des Sagemühlenbergs nur zufolge einer Verwerfung so nahe kommen könnten. Es befestigte sich in mir die Vorstellung, die Ruscheln möchten einen längs der nördlichen Neufanger Ruschel normal eingesunkenen und längs der südlichen Edelleuter Ruschel durch eine Ueberschiebung begrenzten Gebirgskeil einschliessen, und ich war sehr befriedigt, aus Credner's sorgfältigen Aufzeichnungen der langjährigen Erfahrungen Strauch's zu ersehen, dass der Treffpunkt der den Keil einschliessenden Ruscheln gegen W. wohl bekannt, gegen O. dagegen mindestens fraglich sei [2]); ich schloss daraus, die Ruscheln möchten gegen O., d. h. gegen die Oderspalte, sich überhaupt nicht vereinigen.

Im Herbste 1879 ging ich auf einige Tage nach St. Andreasberg, um selbst an Ort und Stelle die bei der Ausarbeitung der Harzübersichtskarte gewonnene und in Vorträgen vor der Deutschen geologischen Gesellschaft vertretene Auffassung zu prüfen. Bei der Begehung des zum nicht geringsten Theile aus Schiefer- und Kalkhornfelsen bestehenden Gebietes kam mir die Erfahrung vom Rammberge her trefflich zu statten. Sofort am ersten Tage konnte ich an zwei Stellen die Verwerfung der Schichten längs der Neufanger Ruschel feststellen: einmal in den Feldern nördlich des Schachtes der Grube Katharina Neufang, wo der Hauptquarzit südlich der Ruschel bis auf ganz geringen Abstand an die Tanner Grauwacke nördlich der Ruschel herantritt; sodann im Sperrenthale, wo die Schichten oberhalb und unterhalb der hier das Thal durchquerenden und im Lettenstollen abgebauten Ruschel im Bachbette und in den Thalgehängen deutlich anstehen, so dass sich

Bezeichnung Kellwasser nur allzu häufig wiederkehrt, wie denn z. B. gerade in der Nähe der südlichen Endigung der von Norden her aus dem Kellwasser ins Oderthal herüberstreichenden Verwerfungsspalte ein zweites Kellwasser in die Oder einmündet; ein drittes fliesst vom Schneeloch her in die Ilse.

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXIX, S. 614—615.

[2]) a. a. O. S. 185.

das Abstossen der beiderseits abweichend (in h. $2^3/_4$ und h. $4^1/_2$) orientirten Streichlinien an der Ruschel direct beobachten lässt. Mit Freund KAYSER, der nun von Sieber herüberkam und alsbald meiner Auffassung beitrat, konnte ich westwärts bis zum Treffpunkte der Grenzruscheln noch eine ganze Reihe bestätigender Beobachtungen machen. Ostwärts dagegen verloren wir bald die Spur der Neufanger Ruschel und konnten uns ebensowenig von der idealen Ergänzung STRAUCH's bis zu einem Treffpunkte im Oderthale überzeugen. Dagegen richtete ich die Aufmerksamkeit auf den Wenn'sglückter (Gideoner) Gang, der nach der Mittheilung CREDNER's[1]) durch Mächtigkeit, Nebengesteins-Füllung und Hohlräume ein so ganz abweichendes Verhalten von allen dortigen Silbererzgängen zeigt und als östlichster Gang nach heutiger Erfahrung eher als Ostgrenze der reichen Edelgänge gelten darf, als jene ideale, wie mir scheint, der Symmetrie halber in der Fortsetzung der nachgewiesenen Neufanger Ruschel ersonnenen Bogenlinie bis zum Oderthale, der immerhin einzelne verruschelte Stellen im Gebirge als hypothetische Anhaltspunkte gedient haben mögen.

Damit war eine neue Grundlage gegeben für eine eingehendere geologische Untersuchung des St. Andreasberger Gangreviers im Zusammenhange mit der Kartirung der ganzen Gegend. War die von HRM. CREDNER vertretene Auffassung[2]) von der Entstehung der Ruscheln im Gefolge der Diabas-Eruption von dem Augenblicke an hinfällig, da der Diabas von dem Verfasser als allgemein vor der Faltung des Gebirges in bestimmten Horizonten zwischen den Schichten desselben eingeschaltet nachgewiesen war, so trat mit dem Nachweise der Verschiebungen auch der Diabasmassen längs der Ruschelspalten das Bildungsgesetz der letzteren in den Rahmen des Entstehungsgesetzes der Harzer Ueberschiebungen oder Verwerfungen schlechthin ein. Ruscheln sind wohl niemals offene Spalten gewesen, welche, wie CREDNER annahm, durch einfallende Gesteinswände gefüllt wurden, sie sind vielmehr eine Verruschelung d. h. Zerdrückung der Schichten längs parallel oder sehr spiesseckig zu den Falten verlaufenden Gleit-

---

[1]) a. a. O. S. 197.
[2]) a. a. O. S. 230.

flächen, hervorgegangen aus reinen Faltenverwerfungen oder aus einem windschiefen Verbiegen, beziehungweise Ueberbiegen schief gedrückter oder gedrehter Falten. Also gilt es nunmehr aus dem Faltungsprocesse und dem Eingreifen des Granits in denselben die Bildung der Ruscheln darzuthun.

Auch in den Profilen des Oderthales und längs des Rehberger Grabens, die ich im verflossenen Frühjahre noch ein zweitesmal auf anderthalb Tage besucht habe, konnte ich den ersten Beobachtungen Kayser's manches hinzufügen, was meine Deutung derselben im Sinne der aus dem Kellwasser ins Oderthal fortsetzenden Spaltenverwerfung bekräftigte. Dreierlei sei daraus angeführt: Geht man vom Grabenhause am Graben entlang nach dem Oderteiche hin zu, so gelangt man bald aus den Hornfelsen der Tanner Grauwacke in den Granit, doch so, dass man bis jenseits der berühmten Rehberger Klippen die Unterkante der Grauwackendecke nicht allzu hoch, höchstens 100 Fuss, meist aber in geringerem Abstande zur Linken über sich hat. Untersucht man das Gestein genauer, so bemerkt man bald, dass es auf diese ganze Erstreckung zur porphyrartigen Structur hinneigt, einmal wurden sogar Stücke mit der für abnorm erstarrten Granit oft so charakteristischen Granophyrstructur gefunden. Erst in weiterer Entfernung gegen N., wo die untere Grenze der Grauwacke mehr in die Höhe rückt, folgt am Graben ein gleichmässig körniger Normalgranit; es ist also jene abweichende der Porphyrstructur angenäherte Ausbildung an die ursprüngliche, durch die Grauwacke vor der Erosion hier bewahrte Erstarrungsrinde des Granits gebunden. In dem Steilabsturze der Rehbergswand zwischen dem Graben und dem Oderthale steht der normale Granit an, jenseits des Flusses und der unter dem Thalschutte herstreichenden Verwerfungslinie dagegen kehrt da, wo sich in der Tiefe der Granit neben der Fahrstrasse unter dem Grauwackenhornfels hervorhebt, die porphyrartige Structur des Gesteins wieder und so kann man die Verwerfung des Granits direct aus der Verrückung seiner Erstarrungsrinde nachweisen.

Auch die kleinen von unten in die Grauwackenhornfeldsdecke verzweigten Granitapophysen, denen seit F. Hoffmann's meisterhafter Beschreibung der Rehberger Graben seine Anziehungskraft

verdankt, so sehr, dass das Auge von der viel grossartigeren Erscheinung der Spaltenverwerfung abgelenkt worden ist, finden sich in der Tiefe des Oderthales wieder. Es giebt daselbst unmittelbar nördlich der zweiten oberhalb des Andreasberger Rinderstall's gelegenen Oderbrücke eine mir durch KAYSER's Kartirung bekannt gewordene Stelle, welche besondere Aufmerksamkeit verdient, weil auf kurze Erstreckung die Grauwacken vom Hahnenklee herüber auf das andere Oderufer übertreten, so dass hier der Fuss der Rehbergswand eine niedrige Vorlage von Grauwacke besitzt. Hier fand ich im Bette der Oder selbst, da wo der Fluss über die Grauwackenklippen rauscht, 400 Fuss [1]) unter den Rehberger Klippen, die kleinen Granitgänge in der Grauwacke wieder.

Der Zweck, der mich an diese Stelle geführt, war indessen ein anderer. Ich hoffte hier, wo die Verwerfungsspalte nicht unter dem Thalschutte liegen kann, sondern zwischen jener Grauwackenvorlage und der Granitwand des Rehbergs hindurchstreichen muss, Ganggestein als directen Beweis für ihr Vorhandensein zu finden. Das Resultat war indessen trotz zweier sehr mühsamer Klettertouren an den steilen, mit Granitblockwerk überrollten und mit dichtem Unterholze bewachsenen Gehängen leider ein ungünstiges. Nur einen Brocken quarzigen Ganggesteins fand ich an der übrigens durch Wasserreichthum ausgezeichneten unteren Contactstelle von Granit und Grauwacke. Günstigere Resultate erzielte ich in der Aufsuchung von Ganggestein in der Umgebung des Oderteiches. Hier konnte ich Freund KAYSER alsbald eine Anzahl durch Quarzblöcke, z. Th. mit Manganerzeinwachsungen, ausgezeichnete Stellen namhaft machen, die zur näheren Festlegung des Verlaufs der Gangspalte, da wo sie beiderseits von Granit begrenzt wird, dienen konnten. Die auffälligste dieser Stellen, welche Niemand übersehen kann, ist in der Serpentine, mit der die Oderthalstrasse vom Oderteiche zum Thal niedersteigt. Ebenso leicht zu finden ist eine zweite, ausser durch manganerzführende Gangquarze durch Nässe und Eisenocherbildung ausgezeichnete Stelle nahe der SO.-Ecke des Teiches in dem nach Oderbrück führenden Fusswege. Ganz

[1]) Decimalfuss = 0,37662 Meter.

dieselben Gangquarze fand ich bei dem Grabenhause aufgestapelt und erfuhr durch Nachfragen von dem Grabensteiger Hipperling, dass sie 1866 bei dem Ablassen des Oderteiches in grosser Anzahl aus dem Teichgrunde gewonnen worden seien. So forschte ich denn auch nicht vergebens auf der Westseite der Nordhälfte des Teiches nach solchen Blöcken zwischen dem z. Th. auch hier in porphyrartiger Structur ausgebildeten Granitblockwerk. Wenn man weithin im anstehenden Granit, wie z. B. im Profile längs des Rehberger Grabens, keine Spur von einem Quarzgange gefunden hat und dann mit einmal auf so auffällige Blockanhäufungen stösst, kann man nicht daran zweifeln, dass sie einem durchsetzenden Gange ihr Dasein verdanken. Die Füllung der Gänge ist dabei für den Geologen, der zunächst die Entstehung des Spaltennetzes im Zusammenhange mit der Gebirgsfaltung und Hervorpressung der Eruptivgesteine verfolgt, erst von secundärer Bedeutung; dass aber auch Bergbau umging in der Nachbarschaft der Oderspalte, dafür habe ich in 3 alten, im östlichen Ufer der Oder im Forstorte Dietrichsthal zwischen dem Hahnenklee und dem Rinderstalle angesetzten Stolln und zugehörigen Pingen Belege gefunden. Die meines Wissens bisher nirgends in der Harzliteratur oder auf mir zugänglichen Karten und Rissen erwähnten Baue dienten zur Aufschliessung von vorzugsweise Quarz, Eisenglanz, Kalkspath und Kupferkies führenden, von der Endigung der Hauptspalte seitwärts ablaufenden Gangtrümern, welche ich in h. 8 gegen OSO. bis zu den Dreckthälern hinüber verfolgen konnte, also bis in die Nähe des zwischen dem Rinderstalle und dem Ostende der Edelleuter Ruschel beiderseits der Oder bekannten Gangsystems.

Damit schloss ich meine durch die Ausarbeitung der Harzübersichtskarte bedingte Recognoscirung des Oderthales und des St. Andreasberger Gangreviers ab, indem die weitere Aufhellung des geologischen Zusammenhanges der Oderspalte und der südlich davon folgenden Gänge mit den Ruscheln selbstverständlich nur von der meinem Collegen Kayser anvertrauten geologischen Detailaufnahme der ganzen Gegend erwartet werden durfte [1]).

---

[1]) Vergl. E. Kayser's Abhandlung in diesem Bande dieses Jahrbuches.

Welches aber auch das Resultat dieser eingehenderen Untersuchungen sein wird, wie immer dieselben mit den vom Oberharze her gegen den Bruchberg hin fortgesetzten sich die Hand reichen mögen zur Vervollständigung und zum besseren Verständnisse der Entstehung des Gangspaltennetzes im Westharze, stets wird die nur durch die vereinigte Forschung der Harzgeologen nach Richtung und Wirkung ermittelte mindestens 14 Kilom. lange Oder-Spalte eine normgebende Linie ersten Ranges im Spalten- und Faltensysteme des Harzes bleiben müssen und darum mag es meinem Freunde v. Groddeck, der mit der Entdeckung des Nordendes dieser Verwerfungsspalte mir den Hebel zur Bewältigung des Problems darreichte, immerhin zur aufrichtigen Freude gereichen, dass ich ihm seinen Strahlungspunkt von der Steilen Wand südwärts bis zu den Andreasberger Ruscheln gerückt habe. Denn es wird wohl allseitig gern zugestanden werden, dass der Kraft, welche den Granit und das ihm aufruhende Schichtgebirge einschliesslich der obersten Culmschichten durchgespalten hat, eine Hauptrolle im Gebirgsbildungsprocesse zufallen müsse.

Wie aber lässt sich diese Kraftäusserung mit dem Satze, dass im Harze ein und dieselbe Kraft die Schichten übereinandergeschoben und die Granitmassen emporgepresst habe und dass durch die bei der Graniteruption eingetretene Spannung die Harzer Gangspalten aufgerissen seien, in Einklang bringen? Ich glaube nicht im Sinne des durch v. Groddeck für die Ausstrahlung der Gänge von einem Punkte geltend gemachten, meines Erachtens allzuscharf formulirten Satzes[1]: »Hängt die Spaltenbildung mit der Faltung genetisch zusammen, so lässt sich das nur durch einen bei der Faltung senkrecht gegen die Streichungsrichtung, nicht überall gleich stark wirkenden Druck erklären.« Denn, wenn wir uns nun den Ausstrahlungspunkt bis zu den Ruscheln von St. Andreasberg nach S. gerückt vorstellen, so giebt der Verlauf der südostwärts noch weiter zurückliegenden Massen, der Diabase und der Tanner Grauwacke in der Gegend von Oderhaus u. s. w., uns gar keinen Anhaltspunkt für einen solchen von SO. her rechtwinklig aber ungleich wirksam gewesenen Faltungsdruck.

[1]) Die Lehre von den Lagerstätten der Erze, 1879, S. 316.

Die Gangspalten im Harze verlaufen überhaupt, vielleicht mit ganz geringfügigen Ausnahmen, sammt und sonders nicht querschlägig, sondern spiesseckig zu den Streichen der Schichten; solche spiesseckigen Brüche hängen aber nicht so sehr von einem »bei der Faltung« senkrecht, aber ungleich gegen das Streichen der Schichten wirkenden Drucke, als vielmehr von einem solchen ab, der schief gegen schon mehr weniger gefaltete Schichten wirkt; sie sind meist die Ausgleichungen einer Spannung, hervorgerufen durch Druck oder Zug, welcher die gefalteten Schichten ihrer Streichlinie nach umzubiegen oder zu knicken und zu falten bestrebt ist.

In der meinerseits schon 1867 (vergl. oben) ganz bestimmt formulirten Auffassung, dass die Graniteruption in das bereits in Faltung begriffene Gebirge, die Faltung vollendend, umformend und unterbrechend eingegriffen habe, liegt ebenso, wie in der eingangs erwähnten, 1870 in den Texten zu der ersten Lieferung der Specialkarte des Gebirges gegebenen Darlegung von der verschiedenen Nachgiebigkeit der Gesteine gegen den Faltungsdruck je nach ihrer grösseren Steifigkeit oder aber Faltungs- und Pressungsfähigkeit, ein leicht verständlicher Hinweis auf die Herkunft eines solchen schief zu der ursprünglichen Faltungswirkung wirkenden Druckes oder Zuges. In der aus der deformirten, quer gegen die ursprüngliche Muldenlinie gefalteten, rückwärts gestauten und durchrissenen Selkemulde vorzüglich abgeleiteten und auch sonst vom Harze und anderwärts her best beglaubigten Theorie von dem jüngeren Alter der hercynischen Faltung gegenüber dem im Harze herrschenden niederländischen Faltensysteme ist aber ein noch viel ausgesprochenerer Hinweis darauf gegeben. Am Unterharze kann man sehr deutlich allerwärts den Zusammenhang zwischen dem Streichen und dem Fallen nach windschief gebogenen Falten und spiesseckigen Spalten nachweisen.

Wenn der Nachweis eines solchen Zusammenhanges vom Oberharze her trotz der dort die Forschung begünstigenden unterirdischen Aufschlüsse noch nicht versucht worden zu sein scheint — ich finde in v. Groddeck's vortrefflicher Lagerstättenlehre zum wenigsten darüber nichts —, so mag das z. Th. an der Monotonie

des Culms, z. Th. aber daran liegen, dass man dort die Theorie vom Gebirgsbaue mit Vorliebe nach dem Baue der Alpen bemisst [1]). Es ist ja nur zu begreiflich, dass die grossartige HEIM'sche Leistung, die übrigens nach dem Satze »viel Feind, viel Ehr« auch in manchem Punkte lebhaft bekämpft wird, die wohlverdiente Beachtung findet, und gern spreche ich hier dankbar aus, dass dies Buch, wie SUESS' Meisterwerk über die Alpen und auch die Discussion mit den Klausthaler Freunden in mancher Hinsicht klärend auf meine von Haus aus mir eigene Theorie über den Bau des Harzes eingewirkt hat. Aber »eines schickt sich nicht für alle«: der Harz ist nun einmal kein Kettengebirge, sondern ein als Gebirgsknoten nachgewiesenes windschiefes, elliptisches Massengebirge mit ausgepresstem Eruptivmagma in den dynamischen Brennpunkten, eine Gebirgsform, die in HEIM's Eintheilung der Gebirge nicht vorkommt [2]); Ueberschiebungen von verschiedenen Seiten her, von HEIM kaum gefunden [3]), sind im Harze recht häufig; in ihm herrschen Schiefer und Grauwacken, Diabas und Granit, nicht aber Kalksteine vor; da, wo diese letzteren aber einmal local herrschen, wie in der Gegend von Elbingerode, ist zufolge ihres spröden Materials die ungleichförmige Lagerung, d. h. wie ich letzten Sommer nachgewiesen habe, spiesseckige Schichtenverwerfung [4]) ganz allgemein. Wenn in dem von HEIM bearbeiteten Antheile der Alpen thatsächlich wesentlich nur Falten, Spalten aber nur höchstens ganz untergeordnet

---

[1]) Vergl. die Citate aus HEIM in v. GRODDECK's Lagerstättenlehre, S. 24 und 315, sowie in G. KÖHLER's u. F. WUNDERLICH's neueren lehrreichen Schriften.

[2]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, Bd. II, S. 220 erklärt A. HEIM »die sogenannten Gebirgsknoten« gradezu als »nur durch die Erosion modellirte Gestalten, die nicht in der Faltung der Erde begründet sind«; den Harz speciell kennt HEIM so wenig, dass er denselben (a. a. O. S. 208) mit dem Wesergebirge in ein gegen NW. abgeschwächt gefaltetes Kettengebirge zusammenzieht.

[3]) a. a. O. S. 221.

[4]) In die Uebersichtskarte konnten diese Discordanzen noch nicht als Verwerfungslinien eingetragen werden, wie denn deren auch in der ersten Lieferung des detaillirten Harzkartenwerkes manche fehlen und es überhaupt misslich ist, dass wir in unseren geologischen Karten bislang vorzugsweise nur die Spalten, nicht aber die Faltenverwerfungslinien deutlich hervortreten lassen.

zu finden sind, was Angesichts der Grossartigkeit der Dislocationen und Pressungswirkungen vielleicht doch noch der Bestätigung bedarf, so passt er zum Vergleich mit dem Harze jedenfalls nur in beschränkter Weise. Wenn man daher am Oberharze bereits dahin gelangt ist, Diabase als bis zu einem gewissen Grade plastisch gemacht [1]) anzusehen und selbst der Rammelsberger Erzcoloss als im festen Zustande gefältelt und bis zum Lettenbesteg im Mittelschenkel verquetscht [2]) erachtet wird, so will ich jetzt und an dieser Stelle die Berechtigung zu solchen Vorstellungen, so wenig wie die ganze Heim'sche Theorie discutiren. Die Theorie vom Baue des Harzes ist auf Harzer Boden seit 1867, also vor der erst 1878

---

[1]) F. Wunderlich, Beitrag zur Kenntniss der Kieselschiefer u. s. w., S. 9. Wenn ich mich hier abgeneigt zeige, eine solche einfach theoretisch gefolgerte Plasticität alter Eruptivgesteine entgegenzunehmen, so geschieht dies mit dem Hinweise darauf, dass gerade die genaue Untersuchung solcher nach primärer Structur und primärem Mineralbestande wohlbekannter Massen uns einen Gradmesser für die Richtigkeit der Theorie giebt; in welcher Weise die Diabase im Harz unter Ausbildung secundärer Mineralien als metamorphische Eruptivgesteine Druckschieferung angenommen haben, habe ich mehrfach gezeigt (vergl. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1872, Bd. XXIV, S. 706—707 in Anm. *) und S. 763; Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde in Berlin, März 1878); vergl. auch den Text zu Blatt Wippra.

[2]) Erfreut, dass die von mir 1876 auf Grund eigener Untersuchungen unter und über Tag den bisherigen Anschauungen entgegengestellte Auffassung über Stellung der Erzlagerstätte im Gebirgsplan und Genesis derselben eine so rege Betheiligung der Fachgenossen (vergl. A. Stelzner's Brief an K. A. Lossen in Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXXII, S. 809 und G. Köhler, die Störungen des Rammelsberger Erzlagers bei Goslar in Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen XXX, Heft 1) an der Untersuchung des Rammelsberges hervorgerufen hat, kann ich doch an dieser Stelle nicht in die Discussion der complicirten Frage eintreten. Es sei daher hier nur constatirt, dass Stelzner wie Köhler der von mir gegebenen Deutung der sogenannten Wimmer'schen Leitschicht im Liegenden der Lagerstätte als Ruschel beitreten und dass auch der Zusammenhang zwischen flacher Lagerung und steilstehender Transversalschieferung jenseits der Ruschel mit der steilstehenden, der Schieferung wesentlich conformen Schichtung diesseits von Köhler ganz in meinem Sinne aufgefasst wird. Auch die von mir nach den Schichtenbiegungen über Tag und den Rissen Wimmer's angedeutete Verbindung des alten und des neuen Lagers im Sinne einer Falte im Streichen kehrt (a. a. O. Texttafel b, Fig. 3) bei Köhler wieder. Kurz, die Grundlinien für die durch Wimmer's Deutung des sogen. hangenden Trums angeregte Auffassung der Lagerstättenform sind, wie mir scheint, nahezu die gleichen, nur in der genetischen Deutung liegt die Differenz (vergl. unten).

gegebenen theoretischen Darlegung HEIM's, langsam aber stetig gewachsen. Dass sie sich in dem einen ihrer Grundprincipien, dem Uebergange einseitig zusammengeschobener Falten in Faltenverwerfungen (Wechsel) mit aufgepresstem Hangenden, mit HEIM's Theorie begegnet, kann für mich nur einen Grund mehr abgeben, auf dem Boden der eigenen Beobachtungen zu bleiben, wie denn ja auch mein hochverehrter Freund v. GRODDECK seine Gangtheorie (1876) vor der Publication HEIM's und vom Harze, allerdings einseitig vom Oberharze her, entwickelt hat.

Um gerecht zu sein, muss ich nun anerkennen, dass der Oberharz im Bruchberge und Acker ein kleines Kettengebirge für sich ganz allein besitzt. Dass die Gangtheorie v. GRODDECK's unter vorzugsweiser Berücksichtigung dieser Kette entstanden ist, hat ihr das Gepräge des nur aus einer Himmelsrichtung her rechtwinklig, aber ungleich stark wirkenden Massenschubs aufgedrückt. Wäre mein Freund von seiner Auseinandersetzung über das Verhalten der Ganglinien zu dem Kalkmassiv des Ibergs in erster Linie ausgegangen, er wäre vielleicht zu einem ganz anderen Endresultate gelangt. Hier ist das Gangnetz so zersplittert, dass das »Generalstreichen«, der Fluch aller darauf basirten geologischen und besonders aller Gangtheorieen, ganz verloren geht. Aber auch sonst ist im ganzen Oberharze lange nicht soviel Generalstreichen vorhanden, wie es auf den ersten flüchtigen Blick scheint. Die starke Zusammenpressung der Schichten im SO. bedingt ja allerdings im Allgemeinen eine viel grössere Geradlinigkeit der Streichen, als in den meisten Theilen des Unterharzes, das erleichtert aber nicht sowohl die klare Erkenntniss des Schichtenbaues, im Gegentheil erschwert es dieselbe. Bei seiner seit 1876 sehr vorgeschrittenen, ebenso mühevollen, als verdienstlichen Detailgliederung und -Kartirung der Oberharzer Culmformation wird das meinem Freunde so wenig entgangen sein, als der Umstand, dass auch in der Falllinie durch Faltenverwerfungen bedingte complicirtere Verhältnisse, als die in seinem Profile durch den Oberharzer Grünsteinzug gezeichneten [1]) vorhanden sind. Auch der Bruchberg, an welchem

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1876, Bd. XXVIII, S. 366.

ich solche »Wechsel«, d. h. in der Streichlinie oder nahezu in derselben verlaufende Störungen mit Aufschiebung des Hangenden, als an dem grossartigsten Beispiele unseres Gebirges, für den Oberharz zuerst zu erläutern suchte [1]), ist nicht so nach der Schnur gerichtet, wie man den Worten v. Groddeck's »das parallele Streichen (h. 3—5) und gleichgerichtete steile Einfallen (ca. 60—70° SO.) sämmtlicher Schichten zwischen Osterode und Harzburg, welches auch durch die Ockerthaler Granitpartie nicht wesentlich geändert wird« [2]) entnehmen könnte. Gerade ihn haben die älteren Harzgeologen, die doch gewiss dem Generalstreichen huldigten, wegen seiner »in h. 2 streichenden«, in »mehrerer Rücksicht als ein besonderes Lagerungsganze« zu betrachtenden, »z. Th. diagonal gegen die umgebenden Schieferschichten gerichteten und nur theilweise der Schichtung des Grauwacken-Thonschiefergebirges conformen« [3]) Massen besonders hervorgehoben. In der That ist der mehr nordwärts gerichtete Stauungsknick in der Axe der Quarzitkette zwischen Acker und Bruchberg auffällig genug, um so auffälliger, als eine Depression der Höhe damit verbunden ist und der fast h. 12 streichende Schatzkammerzug bei Altenau verlängert darauf trifft. E. Kayser, dessen Aufmerksamkeit ich auf diese Unregelmässigkeit im Baue des Bruchberges lenkte, hat durch seine überraschenden Resultate gezeigt [4]), wie lohnend es sein kann, Knickungen in der Streichlinie zu beachten.

Viel auffälliger noch sind indessen im nördlichen Oberharze die oben schon (S. 7 u. 8) theilweise als Deformirung des Devonsattels daselbst bezeichneten, aber auch in den Culmschichten bemerklichen Abweichungen der Streichlinien: am Tillyberge bei Riechenberg zwischen Langelsheim und Goslar und vom Rammelsberge bis in's Eckerthal oberhalb der Rabenklippe misst man auf Schritt und Tritt Streichen in Stunde 2, 1, 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6 oder

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. XXIX, S. 620 ff., vergl. auch v. Groddeck, ibid. S. 444 und A. Halfar, ibid. Bd. XXXIII, S. 350.

[2]) Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. XXIX, S. 440.

[3]) Zimmermann, Harzgebirge, S. 81 u. 117.

[4]) Vergl. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1881, Protocoll der April- und der November-Sitzung, über die »Ackerspalte«, sowie den Aufsatz des genannten Autors in diesem Bande des Jahrbuchs.

eine in solchen Stunden gerichtete, die Streichlinien schneidende Transversstructur, d. h. Pressungsstructur. Was ich gegenüber dem trügerischen Generalstreichen seit 1867 für den Unterharz geltend gemacht habe, gilt auch hier. Dieselbe Tendenz einer gegen O. convexen Umstauung des herrschenden niederländischen Faltensystems in das hercynische, welche in der Selkemulde, in der Elbingeroder Mulde bei Hüttenrode wie auf der Ostseite des Brockens, kurz überall gegen den Nordrand des Gebirges hinzu sich geltend macht, kehrt auch hier mit charakteristischen Schichtbrüchen verknüpft deutlich wieder.

Am reinsten aber tritt diese gegen Ost gespannte Bogenlinie als Ausdruck der aus der älteren Richtung in die jüngere übergegangenen Druckwirkung im Ostrande des Brockenmassivs aus dem Grundplane des Gebirges hervor. Die tektonische Bedeutung der Oder-Spalte spricht sich nun darin deutlich aus, dass ihre von allen weithin fortsetzenden[1]) Gängen des Oberharzes abweichende nordnordwestliche Richtung der Sehne oder Drehungsaxe zu diesem Bogen entspricht und ebenso ihre östliche Fallrichtung der Spannung dieses Bogens: Die Zerspaltung des im Sinne des niederländischen Faltungssystems aufgepressten Granits von St. Andreasberg ist sonach als Folge des Wechsels der Faltungsrichtung im Sinne des hercynischen Systems aufzufassen, wobei sich das östliche Einfallen der Spalte als Resultirende aus der nordwestlichen Druckrichtung des niederländischen Systems und der südwestlich gekehrten Rückstaurichtung des im oberen Querschnitt durch die Erdkruste grossentheils entgegengesetzt wirkenden hercynischen Systems erklärt. Auf der Ostseite des Brockens kehren in der Elbingeroder Mulde solche Verwerfungslinien mehrfach wieder. Am grossartigsten aber tritt uns die Zerspaltung des ganzen Gebirges nach der Streich- und

---

[1]) Als Gänge von kürzerer Erstreckung in der Streichrichtung der Oderspalte sind zu verzeichnen: der Schatzkammerzug bei Altenau, der Segen des Herrn westlich von Ober-Schulenberg und die Schwerspathgänge südlich des Jägersblecker Teichs, letztere beide sind bei der Eintragung in die Uebersichtskarte übersehen worden.

der Fallrichtung der Oderspalte in dem durch die Porphyre und Melaphyre von unten auf erfüllten Gangsysteme im Zwischengebiete zwischen Brocken und Rammberg entgegen.

Ich habe die Bedeutung dieser Gänge gerade in dem am meisten gestörten Gebirgsbaue zwischen den einander zugekehrten Seiten der Granitstöcke schon mehrfach hervorgehoben und dabei auch ihren Verlauf in der Richtung einer Sehne der gegen Ost convexen Schichtenbögen oder einer Mittellinie (Drehungsaxe, vergleiche weiter unten) der Z-förmig zusammengezogenen Stauungsfalten jenes Zwischengebietes betont[1]). Aber erst, nachdem ich die petrographische Beschaffenheit der einzelnen Spaltengesteine näher untersucht hatte, gelang mir dann im Frühjahr 1880 der bündige Nachweis des, wie ich darthun zu können glaube, für den Bau des ganzen Gebirges wichtigen Spaltenbildungsgesetzes. Die Klarlegung desselben kann zugleich als Maassstab für unsere einstige und jetzige Kenntniss vom Harze dienen.

Der vortreffliche Beobachter Zimmermann hatte schon in seinem Harzgebirge eine für das in Rede stehende Gesetz bedeutsame Mittheilung gemacht. Er giebt (S. 489) gelegentlich der Beschreibung des Tanner Bergreviers von einem im Hasselhäu zwischen Trautenstein und Tanne beobachteten Porphyrgange an: »hier zeigt es sich, dass der Porphyr das ältere Gestein ist, denn während derselbe bis an den Grünstein (sc. Diabas) heransetzt, wird er von diesem abgeschnitten, findet sich aber auf der anderen Seite desselben in den Heiligenstöcken und nach Königshof hin wieder.« Als ich diese Stelle las, fand ich in ihr eine evidente Bestätigung meines Gesetzes, obwohl ich das Alter der beiden einander kreuzenden Eruptivgesteine gerade umgekehrt dahin dargethan habe, dass der praegranitische Diabas schon vor dem Hauptfaltungs- und Gebirgsbildungsprocesse zwischen die Schichten eingeschaltet war, der postgranitische Porphyr dagegen Spaltenräume erfüllt, deren Entstehung nur zufolge der Gegenwirkung der beiden sich in ihrer Richtung kreuzenden Faltungs- und Granitauspressungsprocesse verstanden werden kann. Es setzt offenbar,

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. XX, S. 453; Bd. XXVIII, S. 406; Bd. XXIX, S. 201; auch E. Kayser an der zuletzt angezogenen Stelle.

und darin liegt ein Theil jener erkannten Gesetzmässigkeit, der zufolge gehemmter Faltung in dem ganz in einander gepressten Gebirgstheile aufgerissene und zugleich[1]) mit Porphyr erfüllte Berstungsriss an der ein Hemmniss bildenden Diabasmasse ab und erleidet eine (bis zu einem gewissen Grade der Auslenkung der Spalten vergleichbare) seitliche Verschiebung. Was hier an einer Stelle und für eine Spalte beobachtet worden ist, das lässt sich an den nahezu parallelen 11 Hauptgangspalten, welche zwischen Königshof und Neuwerck die Bode kreuzen, und auch an den Spalten des Auerbergsystems in häufiger Wiederholung nachweisen. Bis auf ganz vereinzelte Ausnahmefälle findet die z. Th. unter der Mitwirkung meines Freundes Kayser in nahezu 100 Fällen kartirte Spaltenverschiebung durch den ganzen Harz, vom Poppenberge bei Ilfeld bis nach Wernigerode und vom Auerberge bis in die Nähe von Benzingerode stets in dem Sinne statt, dass das nördlichere Stück des abgelenkten Ganges nach Osten gerückt ist. Dieses staffelförmig aus Südwest gegen Nordost geordnete Vorrücken der einzelnen dem Streichen nach zwischen Stunde 11 und 1 durchschnittlich schwankenden ein und demselben Zuge angehörigen Gangstücke entspricht den in dieser SW.—NO.-Richtung und nicht umgekehrt zusammengedrückten Z-förmigen Stauungsknicken. Man sieht leicht ein, wie durch den Verschiebungsprocess zufolge des Parallelismus der 11 Gänge Gangstücke ganz verschiedener Gangzüge und darum von ganz abweichendem Gesteinscharakter in ein und dieselbe Flucht des geraden, wenn auch unterbrochenen Fortstreichens gelangen müssen. An anderer Stelle soll der petrographische Charakter der Einzelspalten, dessen Verständniss erst die Lösung des Problems ermöglichte, gemeinsam mit einer topographisch geologischen Beschreibung des Gangspaltennetzes erläutert werden.

---

[1]) Dass die Ausfüllung dieser Berstungsrisse mit der Entstehung der Spalten zusammenfallen muss, was ich früher Angesichts der Abhängigkeit ihrer Richtung vom Faltungsprocesse für nicht nothwendig erachtet habe, folgt zweifelsohne aus der Ausfüllung der gleichsinnig abgelenkten Einzelrisse ein und desselben Spaltenzuges durch dasselbe Eruptivmaterial.

Nur einiger für den Gebirgsbau nicht unwesentlicher Umstände sei hier noch gedacht:

Ich habe diese Eruptivgesteine als postgranitisch bezeichnet, weil ich das Entstehen solcher Berstrisse, die alle Falten schneiden und an den gefalteten Gesteinen zersplittern und abgelenkt werden, mir nur nach dem unter Auszwängung der Granitmassen erfolgten Maximum des Faltenwerfens vorstellen kann. Dafür spricht ausser der mittleren Streichrichtung aber auch die Gesammtform des Spaltensystems, das in der Richtung einer Linie vom Ende des Bodegangs auf die Hasseröder Granophyr-Apophysen hinzu bei Elbingerode sichtlich eingeschnürt ist, nördlich und südlich dieser Linie aber divergirt, und zwar in dem nördlichen, dem Brockenmassiv näher liegenden und darum nach der Ostgrenze desselben orientirten Theile am wenigsten, in dem südlichen, der Rammbergaxe mehr parallelen Theile innerhalb weniger intensiv ineinandergepresster Schichten am meisten. Verwerfungen längs dieser Gesteinsgänge sind recht selten, sonst müssten sie in der Elbingeroder Mulde, wo der Wechsel mächtiger Kalk-, Grauwacken-, Diabas- oder Schalsteinbildungen die Controle sehr erleichtert, ausserordentlich oft zu beobachten sein; das eben charakterisirt diese Spalten als relativ junge Berstrisse in einem durch die Faltung ganz versteiften Gebiete, wie denn ja auch der dem rheinischen Schiefergebirge zugekehrten steilen Westseite des Gebirges ein gleichgerichteter junger Hauptbruch zu Grunde zu liegen scheint. Doch fehlen Verwerfungen nicht ganz, wie ein sehr schönes Beispiel an dem von der Marmormühle unterhalb Rübeland nach dem Garkenholze übersetzenden Melaphyrgange zeigt, auf dessen Ostseite im Hangenden ein normaler Sattel gegen N. abgesunken ist, während westlich im Liegenden eine krummlinige westsüdwestlich weithin fortsetzende spiesseckige Hauptverwerfung mit geringeren Nebenstörungen angrenzt. Hier deckt sich also wohl der Berstriss mit einer älteren gleichsinnigen Spaltlinie. Andererseits kommen solche nahezu westöstlich gerichteten spiesseckigen, z. Th. deutlich mit Ueberschiebung der angrenzenden liegenden Schichten auf die jüngeren Kalk- und Diabasmassen verbundenen Störungen, welche den Andreasberger Ruscheln am besten verglichen werden können,

in der Elbingeroder Mulde oft vor und werden daher oft von den Eruptivgängen gekreuzt. Dabei nimmt man, abgesehen von dem soeben besprochenen Falle, in dem die spiesseckige Störung an dem Gesteinsgange endet, meistens ein ungehindertes Hindurchsetzen des Ganges durch die Störungslinie wahr, zuweilen aber wird auch der Gang an der Verwerfung abgelenkt. Es zeigt sich hier also ganz deutlich das jüngere Alter der die Berstungsrisse erfüllenden Gesteinsgänge und, sieht man einmal von dieser ihrer besonderen Natur ab, aus dem Vergleiche der beiden letzteren Fälle mit dem ersterwähnten, dass die nahezu nordsüdlich gerichteten Spalten zwar meistens jünger, als die fast ostwestlich gerichteten sind, dass dies jedoch nicht allgemein im Harze gilt. Es wiederholen sich hierin Verhältnisse im Grossen, wie man sie im Kleinen durch den St. Andreasberger Bergbau seit längerer Zeit kennt. Dort sind die nahezu südwärts fallenden Ruscheln älter als die nordostwärts fallenden Gänge innerhalb der Ruscheln, die in ihrer Streichlinie sich der Oderspalte nähern, dagegen lenken der Gnade Gottes'er und der Bergmannstroster Gang bei fast nördlichem Einfallen und einem den Ruscheln nahezu parallelen Streichen wieder an diesen ersteren Gängen aus. Alles in Allem mahnen derartige Erfahrungen zu grosser Vorsicht gegenüber einem Versuche, lediglich aus der Streichrichtung der Gänge eine Eintheilung oder einen Altersnachweis herzuleiten.

Am Oberharze habe ich im Laufe des vergangenen Sommers unter Anwendung der Unterharzer Erfahrungen in Begleitung meines Freundes v. Groddeck, durch welchen ich die erste Kunde von dem Vorkommen erhielt, nördlich vom Gegenthaler Gangzuge im linken Gehänge des Innerstethales einen Quarz, Glimmer und Feldspath führenden, z. Th. stark zersetzten porphyrischen Eruptivgang verfolgt, der offenbar in die Gruppe der postgranitischen Eruptivgesteine gehört[1]). Derselbe streicht den Eruptivgängen zwischen

---

[1]) Die local längs der Gangspalte bemerkliche Umwandlung der oberdevonischen Schiefer und Kalke in Hornfels und Kalkhornfels, welche vor der Kenntniss der Streichrichtung des Ganges eine dem Bodegang-Porphyr analoge Porphyrfacies des Granits voraussetzen liess, steht doch in vortrefflichem Einklange mit den Contactmetamorphosen, welche die postgranitischen Porphyre und Melaphyre in den durchsetzten Devonkalken von Elbingerode und Rübeland hervorgerufen haben.

Brocken und Rammberg und der Oder-Spalte parallel und darf nach dem Voraufgehenden sonach als weiterer Beweis für die Wirkung der hercynischen Kraft im Oberharze gelten.

Was nun die übrigen Oberharzer Gangspalten betrifft, so können dieselben, wie das v. Groddeck ja auch annimmt, nur im Zusammenhange mit seiner Kellwasser-Spalte oder jetzt der Oder-Spalte erklärt werden. Die Ausgleichung der durch Einwirkung des hercynisch gerichteten Granits auf den ursprünglich rein niederländischen Faltenbau des Oberharzes hervorgerufenen Spannungen wird also auch hier den Erklärungsgrund abgeben müssen. Im Einzelnen wird ein Erklärungsversuch ausser der Streich- und Fallrichtung und dem Verwerfungseffecte der Gangspalten die Einsenkungsrichtungen der Sattel- und Muldenlinien des Faltenbaues, die örtliche Häufung der Falten und Faltenverwerfungen, ihre aus der steigenden oder abnehmenden Aufrichtung ein und derselben Schicht im geraden Fortstreichen und aus dem einseitigen Ausbleiben eines Theils der normalen Schichtfolge ersichtliche Verbiegung, die aus solchen Verbiegungen hervorgehenden Stauungsknicke und Ruschelbildungen, schliesslich die Discordanz zwischen dem Streichen und Fallen der Schichtung und demjenigen der Transversal-, d. h. Pressungsstructur in Rechnung ziehen müssen.

Ehe die Vollendung der Detailkartirung eine eingehende Vergleichung und Abwägung dieser zahlreichen Einzelerscheinungen des Gebirgsbaues ermöglicht haben wird, lässt sich eine allseitig befriedigende, jedenfalls aber nicht auf einseitige Druckwirkung, sondern auf die beiden im Harz nachgewiesenen Faltungssysteme unter Berücksichtigung von Zug und Druck zu basirende Theorie selbstverständlich nicht geben. Grade die der grossartigen Ueberschiebung des Bruch- und Ackerberges zugekehrte Seite des Oberharzes, welche v. Groddeck, E. Kayser und A. Halfar neuerdings so beachtenswerthe Forschungsergebnisse geliefert hat, dürfte auch der fortgesetzten sorgfältigen Untersuchung den Lohn nicht versagen, zu geschweigen von der erst theilweise in Angriff genommenen Detailkartirung der Gegend beiderseits des Kahleberg-Rammelsberger Sattels von Langelsheim bis zur Ecker.

Immerhin ladet das in der Uebersichtskarte dargestellte Bild des Oberharzes, für welches ich vorwiegend auf die Resultate meiner drei Herren Mitarbeiter angewiesen war, zu einem prüfenden Erklärungsversuche ein. Dabei tritt zunächst der Umstand hervor, dass auf der ganzen SO.-Seite des Oberharzes, von der Gegend des Austrittes der Söse aus dem Gebirge an bis zur Kattenäse östlich Harzburg, Mittel- und Oberdevon [1]) zwischen dem unterdevonischen Bruchbergquarzite oder dem Granite und der Südostgrenze der Culmformation fehlen, weiter nordwestwärts dagegen auf der ganzen Flucht von Osterode bis Harzburg, die kurze Strecke zwischen dem Polsterthaler Teiche und dem Kellwasser beiderseits Altenau ausgenommen, aus dieser Formation auftauchen in einem langgestreckten Zuge von Sattelfalten, richtiger in einer der auf die Culmschichten übergeschobenen Bruchbergkette parallelen Reihe von Faltenverwerfungen. Darf man darin den Ausdruck einer anfänglich gleichmässig von SO. nach NW. fortschreitenden Zusammenschiebung des ganzen Oberharzer Schichtensystems erblicken, wobei die, wie aus dem Ausbleiben des Mittel- und Oberdevons zwischen Quarzit und Culm ersichtlich, ungleichmässigen Gleitbewegungen wesentlich nur in der Ebene der Fallrichtung stattfanden, so fällt nun um so mehr auf, dass die Bruchbergkette selbst keineswegs eine so gleichmässige Ausdehnung durch das ganze Gebirge besitzt, vielmehr an den Radauquellen rasch abbricht und erst jenseits des in der hercynischen Richtung gegen den Oberharz vortretenden Granits zwischen der Ecker und Radau wieder fortsetzt in jener 1877 von mir näher beschriebenen [2]) gegen den Unterharz muldenförmig aushebenden und dabei theilweise diesem Granitantheile parallel gerichteten Erstreckung. Es fällt dies bei Betrachtung des Grundplanes des Gebirges doppelt auf, weil weiter in NW. gegenüber dieser Lücke in der Quarzitkette im SO., sich der ansehnliche, gegen NW., bezw. SW., über-

---

[1]) Oberdevon, welches von diesem oder jenem als muthmaasslich vorhanden betrachtet ist, wäre doch erst sicher nachzuweisen, immerhin würde das Fehlen des Mitteldevons auch dann noch obige Darstellung gerechtfertigt erscheinen lassen.

[2]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXIX, S. 620 ff.

schobene Kahleberg-Rammelsberger Unterdevonsattel aufthürmt, in dessen dem Hügellande zugekehrter breiter Stirn der Nordrand des Gebirges culminirt.

Untersucht man dann die Grenze des Brockengranits gegen den Oberharz, so bemerkt man, dass von SW. nach NO. fortschreitend immer jüngere Schichtgruppen an dieselbe herantreten: unterhalb Schluft die Tanner Grauwacke, oberhalb Schluft bis zur Steilen Wand der Untere Wieder Schiefer, an der Steilen Wand und den Lerchenköpfen der Bruchbergquarzit, jenseits der Lerchenköpfe Culmschichten. Dieselbe Erscheinung kehrt auf der Nordwestseite des Bruchberges wieder, unter der Schusterklippe und noch bis über das Schneedwasser grenzen Culmschiefer und Culmkieselschiefer an den Quarzit, unter der Wolfsklippe bis zum Radauthal dagegen Culmgrauwacke; auch diese Culmkieselschiefer selbst sind im SW. in normaler Ordnung auf Culmschiefer (Aequivalente der Posidonienschiefer) aufgeschoben, weiter nordöstlich dagegen auf Culmgrauwacke. Aehnliche Ungleichheiten in der Begrenzung lassen sich auch an der zerrissenen und gegen NW. überschobenen Sattelfalte des Osteroder Grünsteinzugs und an den zahlreichen kleinen zwischen ihm und dem Bruchberge nachgewiesenen analogen Auffaltungen des Culms erkennen. Sie alle gehören in die Kategorie der spiesseckigen Faltenverwerfungen[1]).

Da, wo die Faltenverwerfung im Liegenden des übergeschobenen Formationsglieds gleichsinnig nach einer Richtung, wie

---

[1]) Seit der Auffindung von Homalonoten in dem Wissenbacher (Goslarer) Schiefer auf der NW.-Seite des Osteröder Diabaszugs (vgl. A. Halfar und E. Beyrich in Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXXIII, S. 502 und 518) können diese auf der Uebersichtskarte mit den über den Calceolaschiefern lagernden echten mitteldevonischen Goslarer Schiefern zusammengefassten Schichten nicht mehr als mitteldevonisch gelten, sie treten vielmehr in Beziehung zu den echten unterdevonischen Wissenbacher Schiefern am Rhein und zu den Zorger Schiefern mit nautilinen Goniatiten am Herzoglichen Wege bei Hüttenrode im Unterharz (vgl. Lossen in ds. Jahrb. Bd. I, S. 44). Zur Erkenntniss des Diabaszugs als eines mit Faltenverwerfung verbundenen, nicht aber normalen, einseitig zusammengeschobenen Sattels bedurfte es gleichwohl dieses wichtigen Fundes nicht; das einseitig nordwestliche Auftreten der genannten Schiefer und das Angrenzen sehr verschiedener Glieder der Culmformation auf beiden Seiten genügten sattsam dazu.

längs der nordwestlichen Brockengranitgrenze gegen NO., zunimmt, kann wohl kein Zweifel obwalten, dass ein von SW. nach NO. wachsender Druck aus SO. oder aber Zug immer jüngere Schichten untergestaut hat unter die aufwärts geschobenen Massen. Es ist also *a priori* keineswegs ausgemacht, dass ein Druck constant im Sinne der niederländischen Faltung rechtwinklich aus SO. gegen die gefalteten Schichten des Oberharzes fortwirkend gedacht werden dürfe, wie das von meinem Freunde entworfene Schema zu seiner Ausstrahlungstheorie voraussetzt. Wenden wir hier, wo wir es mit dem Bruch- und Ackerberge, der einzigen deutlichen Bergkette, welche im Harz auftritt, zu thun haben, einmal die von Herrn Heim vertretenen Anschauungen an [1]), so müsste man unter der Voraussetzung der Fortdauer des Faltungsdruckes aus SO. und einer von SW. gegen NO. wachsenden Steigerung desselben eine gegen den Oberharz gerichtete Convexität in der Faltenbildung ausgedrückt finden. Eine solche ist indessen nicht oder doch so gut wie nicht vorhanden; wohl biegen die Schichten in der Depression zwischen Bruchberg und Acker in Stunde 2 um und auf der SO.-Seite der Steilen Wand ist eine ähnliche Stelle vorhanden, indessen gerade hier durchsetzen und verrücken die Ackerspalte [2]) und die Oderspalte die Kette, die jenseits der letzteren rasch versinkt, so dass den gewaltigen Massen des Brockens gegenüber nur mehr das im Verhältniss zur Kette viel niedrigere Culm-Plateau längs der concaven Granitgrenze erscheint.

Die Convexität und der Steilabfall des Brockenmassivs liegen vielmehr sehr deutlich auf der Unterharz-Seite, das lehrt nicht nur die von der Erosion doch nicht ganz ins Gegentheil des ursprünglichen Reliefs verkehrte Vertheilung der Haupterhebungen, vielmehr noch der Bogen der Granitgrenze selbst und der sich ihm anschmiegende Verlauf der nordnordöstlich bis Stunde $1^1/_2$ umwendenden und hier allerwärts

[1]) a. a. O. Bd. 2, S. 222 ff.

[2]) Ueber die von E. Kayser entdeckte Ackerspalte, die, wie so manche anderen schönen neueren Beobachtungen meines Freundes nicht mehr in die Uebersichtskarte eingetragen werden konnte, vergleiche dessen Abhandlung in diesem Jahrbuche.

vom Granit[1]) abfallenden Schichten in der unmittelbaren Nachbarschaft dieser Grenze. Doch nur schmal ist diese Anschmiegungszone, bald folgt das vom Nordostrande des hercynischen Brockengranitantheils auslaufende, der Oderspalte nahezu parallele Hasseroder Quarz- und Erzgangspaltensystem, dessen gegen S. durch das Drengethal u. s. w. bis mindestens zum Spitzenholze zu verlängerende Verwerfungslinie die Westgrenze des stark gefalteten Senkungsgebiets der Elbingeroder Devonmulde und des ganzen unter jenen hercynischen Granit gedrückten Gebirgstheils bildet. In diesem Senkungsgebiete, namentlich aber in der von N. her auf die jüngeren Devonschichten aufgeschobenen Randzone des Gebirges ist der Kampf der beiden den Gebirgsbau bedingenden Faltensysteme so augenscheinlich, dass das an jener Anschmiegungszone leicht irregeführte Urtheil sich alsbald orientirt und dieselbe nunmehr im Zusammenhange mit den früheren Darlegungen (vergl. S. 25) als eine bis zur Zerreissung gespannte Aufbiegungszone bereits gefalteter Schichten erkennt; als Maassstab für die Aufbiegung möge die Mittheilung dienen, dass z. B. die am Hahnenklee bei St. Andreasberg in 1900 Decimalfuss Höhe anstehenden Kalkhornfelsschichten auf dem Hohnekopfe 2275 Fuss hoch lagern. Sattelfalten als östliche Vorlagen vor dieser Aufbiegungszone erkennt man leicht in der Elbingeroder Mulde, so s. B. in den Kieselschiefer-Massen des Schäbenholzes u. s. w.

Also Concavität des Brocken-Granitmassivs gegen den Oberharz, Convexität gegen den Unterharz, Biegung, Brechung und Unterstauung der Bruchbergkette von SW. gegen NO. dort, Aufbiegung der Schichten in gleicher Richtung hier, westlich jener Niederziehung das Auftauchen des gegen NO. immer straffer gespannten Kahleberg-Rammelsberger Devonsattels, östlich dieser Aufbiegung die überaus stark gefaltete, tief eingesenkte Elbingeroder Devonmulde: das sind offenbar in Wechselwirkung stehende tektonische Verhältnisse! Sieht man unter diesem Gesichtspunkte die langgedehnten Faltenlinien der dem Brocken

[1]) Syenit-Granit und Diorit etc. mit eingerechnet.

zugekehrten Oberharzregion an, so erkennt man deutlich, wie Anzahl und Breite der Falten oder Faltenverwerfungen gegen SW. hin sich steigert, wie die Falten dagegen gegen den Concavitätswinkel der Granitgrenze hinzu immer schmaler und spärlicher werden, gleichsam wie Wellen, die in ein Strudelloch laufen. Denn jene breiten Heraushebungen der mittel- und oberdevonischen Eruptivgesteine des Schmalen- und Breitenbergs bei Harzburg, die man wohl als das Wiederauftauchen des Osteroder Diabaszugs bezeichnet hat, sind mit nichten dessen directe streichende Fortsetzung. Dieselbe ist vielmehr in der ganz schmalen Diabas- und Magneteisenerzmasse des Spitzenberges zu finden, welche neben der breiten Diabasmasse des hinteren Schmalenbergs herstreicht und dann gegen ONO. unter den Culmschichten untertaucht. Zwischen ihr und den beiden in unregelmässiger einseitiger Aufschiebung hervorgestossenen breiten Massen [1]), die ich als die Vorläufer des in der Verschiebung seiner Süd- und Nordhälfte ganz analogen Rammelsberg-Kahleberger Sattels ansehe, muss eine namhafte Ruschelkluft vorhanden sein, an der die Oderspalte abzusetzen scheint, und die nach Westen z. Th. in den Gemkenthaler Gangzug übergehen mag, der nach ihr umbiegt, ähnlich, wie sich der Burgstädter Zug an das ruschelartige Gangstück zwischen dem Rosenhöfer und dem Schulthaler Gangzuge anschliesst und diese letzteren beiden Gänge desgleichen.

Obwohl keine Karte und kein Riss meines Wissens diese Ruschelkluft angiebt, muss sie vorhanden sein, denn sie ist die Grenze zweier Gebirgstheile, die ganz verschiedene Bewegungen gemacht haben, des einen, dessen Sattellinien gegen NO. in den

---

[1]) Erst die Gliederung dieser Massen in Eruptivgesteine verschiedener Art und verschiedenen Alters lässt einigermaassen auch deren tektonische Rolle erkennen. Dieser Gliederung standen und stehen noch grosse Schwierigkeiten entgegen zufolge der ausserordentlich intensiven Contactmetamorphosen, welche diese Eruptivgesteine erlitten haben. Im Allgemeinen sind aber die Orthoklas-Gesteine die ältesten, die Granat-reichen Diabas-Gesteine die mittleren Alters (Blatterstein-Aequivalente) und die häufig variolitähnlich ausgebildeten körnigen Diabas-Gesteine die jüngsten. Letztere setzen ausser der in der Uebersichtskarte bereits angegebenen Partie am Schmalenberge auch die nordnordwestliche Hälfte des Breitenbergs zusammen, so dass die einseitige Heraushebung der Massen sehr deutlich ist.

einspringenden Winkel der Granitgrenze hinein einsenken, und des anderen, dessen Sattellinien sich in der gleichen Richtung herausheben. Solche Ruscheln oder spiesseckige Faltenverwerfungen, längs derer also seitlich gleitende neben den in der Fallrichtung gehenden Bewegungen stattgehabt haben, die zum Verquetschen ganzer Schichtengruppen führen können, sind für den Zusammenhang zwischen Falte und Spalte sehr bedeutsam. Sie sind offenbar älter, als die echten Spalten, welche an ihnen absetzen oder in weniger spiesseckiger Richtung von ihnen ablaufen. Die Oderspalte und die Oberharzer Gänge sind also etwas jüngeren Alters als dieselben.

Auch die Granitgrenze gegen den Oberharz stellt, wie wir oben gesehen, auf lange Erstreckung eine solche spiesseckige Linie dar, längs welcher zwei Gebirgsstücke ganz verschiedene auf- und niedergehende Bewegungen vollzogen haben. Wie aber ist das oben geschilderte Verhalten des Granits zu erklären? Wie kommt es, dass die Bruchbergkette von SO. her gegen den Oberharz geschoben ist, längs der in der Fortsetzung der Kette folgenden Granitgrenze aber die Wirkungen eines Zugs gegen den Unterharz hin sich bemerklich machen? Ich kann darauf nur erwidern, dass ich den für den Harz durchweg erkannten Umschlag der ursprünglich niederländischen Faltungsrichtung in die jüngere hercynische als zureichenden Grund ansehe. Vergegenwärtigen wir uns den Effect eines solchen Wechsels aus der Vorstellung des Vorgangs selbst. Es sollen aus SO. einseitig zusammengeschobene Falten in solche umgestellt werden, die aus SW. her einseitig zusammengeschoben sind, es sollen also die Streichlinien der Falten um einen rechten Winkel etwa gedreht werden; nun streichen aber die älteren niederländischen Falten nicht nur aus SW. gegen NO., sondern sie stehen zugleich so zu sagen auf einer schiefen gegen NW. einsinkenden Treppe und haben überdies eine Fallrichtung der Sattellinie, die wir nach dem breiten Faltenwurfe zwischen Osterode und Lauterberg für die zerrissene Sattelfalte der Tanner Grauwacke von Andreasberg, wie für die Faltenverwerfung der Bruchbergkette nur als gegen NO. gerichtet ansetzen können; ebenso stehen die hercynischen Falten auf einer NO.-wärts

niederführenden Treppe und auch sie haben eine Senkung der Sattellinie, die deutlich gegen NW. neigt. Daraus erhellt doch soviel, dass Drehungsbewegungen oder, wo sie gehemmt sind, Drehungsspannung und zwar nicht nur im horizontalen, sondern auch im vertikalen Sinne, also Spiraldrehungen [1]) stattfinden müssen. Auch das lässt sich sagen, dass diese spiralen Verbiegungen rechts gewunden sein müssen, denn da im NW. sich der Treppenfuss des vorhandenen niederländischen Faltenbaues mit dem Tiefpunkte der Sattellinie des angestrebten hercynischen begegnet, so findet dort unter Zugwirkung von O. her eine abwärtsgehende Bewegung jüngerer Schichten statt, und da im SO. der Treppenkopf des ersteren mit dem Höhenpunkt der Sattellinie des letzteren zusammentrifft, nach dieser Richtung unter Faltenwerfen ein Aufsteigen relativ älterer Schichten. In SW., wo der Höhenpunkt der Sattellinie der niederländischen Falten liegt und der Treppenkopf der hercynischen entstehen soll, wird naturgemäss am meisten Ruhe sein und nur der Beginn der steigenden Bewegung sich zeigen, die andererseits schliesslich gegen NO. mehr und mehr in eine absteigende übergeht, weil hier der Tiefpunkt der Sattellinie des älteren Faltensystems und das Absteigen der Treppe des in Bildung begriffenen zusammentreffen.

Das Endresultat wird nun sein, dass die von Haus aus einseitig, also mit steilerem NW.-Flügel gebaute und in der Sattellinie gegen NO. geneigte Falte sich gegen O. immer convexer krümmt und aufstaut, während gegenüber auf der Westseite jener einspringende Winkel sich mehr und mehr ausbildet, wo starker Zug die südwestnordöstlich streichenden Falten-Wellen so zu sagen ins Strudelloch reisst. Die Sattellinie aber wird, je tiefer sie liegt, umsomehr gegen NW. umgestaut und niedergezogen,

---

[1]) Schon 1872 habe ich die im Fallen und im Streichen hin- und her-, auf- und niedergebogenen »Korkzieherfalten« der Tanner Grauwacke in der Umgebung des Rammbergs hervorgehoben (vergl. Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXIV, S. 177) und schon 1867 der »durch die Verdrückung der Schichten zwischen Brocken und Rammberg in Folge der Gegenwirkung der beiden Eruptivmassen entstandenen Z-Knicke« Erwähnung gethan (vergl. dieselbe Zeitschr. Bd. XX, S. 223 — 224. Danach E. Suess, d. Entstehung d. Alpen, S. 76).

wobei die Falte nothwendigerweise im oberen Querschnitt durch die Erdkruste der hercynischen Druckrichtung entgegen nach SW. übergebogen und aufgeschoben wird. Sie wird also in den einspringenden Winkel hineingedrückt, so dass da, wo zu Beginn des Umstauungsprocesses starker Zug aus OSO. und O. herrschte, nunmehr starker Druck aus O. und ONO. wirkt. Am entgegengesetzten südwestlichen Ende des Sattels macht sich das Bestreben eines Ausweichens der hier herrschenden Specialfalten gegen W. geltend.

Das ist der Vorgang der Deformirung solcher niederländisch streichenden Sättel des Harzes im Sinne des jüngeren hercynischen Faltensystems, das ist zugleich der Schlüssel für das Verhalten des Brockengranits zu den ihn umgebenden Schichten.

Diese Auffassung, zu der ich bei aufmerksamer Betrachtung der geognostischen Uebersichtskarte gelangt bin, führt zu der Erkenntniss von dem windschiefen Baue des ganzen Gebirges, welcher sich auch in der Richtung, in welcher der Diluvial-Lehm von aussen in den Harz eindringt, und, wie der Vergleich der Höhenschichtenkarte lehrt, auch im Gebirgsrelief und in dem Thalverlaufe deutlich ausgedrückt findet.

Die Harzer Gangspalten und auch die allermeisten Ruscheln oder spiesseckigen Faltenverwerfungen erkennt man nunmehr deutlich als Torsionsspalten. Ihre Streich-, Fall- und Verwerfungsrichtung ist leicht verständlich im Sinne des Ausgleiches der bei der Schichtenverbiegung entstehenden Spannungen. Die Ruscheln wurden oben im Allgemeinen als die älteren Störungen bezeichnet, denn die in der Streich- und Fallebene gleitenden Bewegungen, welchen sie ihre Entstehung verdanken, schaffen ja erst die Hauptspannung; eine absolute Giltigkeit ist diesem höheren Alter aber nicht beizumessen. Die Oderspalte verläuft in der Sehne der Verbiegungsbögen oder wie wir jetzt richtiger sagen in der Axrichtung der Spiraldrehung, sie scheint von keiner anderen Spalte gekreuzt; ihre, wie der Ackerspalte und der Andreasberger Ruscheln Entstehung hängt deutlich zusammen mit dem convexen Vorstauen der Granitmassen gegen den Unterharz, mit dem Aufbiegen der Schichten daselbst und mit dem Biegen, Brechen und Unterdrücken der

Bruchbergkette auf der Concavseite. Deutlich kann man meines Erachtens z. B. in den von KAYSER so trefflich dargestellten Verbiegungen der Sättel und Mulden in der Region zwischen Lauterberg und dem Westende der Andreasberger Ruscheln jenes Hinstreben der Massen nach der Unterdrückungsstelle auf der Westseite des Granitmassivs erkennen.

Andere Spalten, diejenigen der altbekannten Oberharzer Gänge, hängen ebenso deutlich mit dem Andrängen des Granits gegen den Rammelsberg-Kahleberger Sattel zusammen. Nach dem Unterbiegen der Bruchbergkette muss das Eruptivmagma in breiter Masse nordwestwärts gedrungen sein, so dass dadurch die scheinbar so ungestörten, aber in grosser Ausdehnung bis westwärts der Oderspalte metamorphosirten Culmschichten etc. unten abgehoben sind. Der uns in seinen Verzerrungsverhältnissen jetzt besser verständliche Devonsattel, dessen nordwestwärts gekehrte Sattelspitze unter dem Flötzgebirge ruht, zeigt den charakteristischen einspringenden Winkel auf der Westseite. Dorthin strebt sichtlich die bis zum Hessenkopfe vorgeschobene, schwerlich ungestörte, Muldung des Oberdevons, der andererseits von dorther die Ruschelzone (sogenannte Leitschicht) des Rammelsbergs entgegenläuft. Flach wellig liegen die transversal gepressten Schichten auf der Nordseite dieser Störungszone, auch sind hier, wie so oft im Harz, die Diabaslager einseitig allein vorhanden; auf der Südseite dagegen finden wir wieder langgezogene, über den Glockenberg und Thomasmartinsberg u. s. w. hinziehende Falten und Faltenverwerfungen, die gegen den einspringenden Winkel hinzu sich verlieren, während jenseits im Ockerthale an der convexen Ostseite des Hauptsattels sich die steil aufgerichteten Falten gegen NO. drängen. An Stelle einer scharf ausgeprägten Convexität tritt hier ein die Bogenspannung durchreissender Quersprung[1]), der Birkenthaler Gang, drüben auf der Concavseite ist mehr Biegung vorhanden, doch setzt auch hier ein reciproker Sprung durch den südlichen Schenkel des einspringen-

[1]) Dass auch Zerspaltung im Sinne der Oderspalte nicht ganz fehlt, scheinen mir die zahlreichen kleinen Erzgänge im Steinbruche über dem Bremsberge am Rammelsberg und die gleichsinnigen in dem weiter nordöstlich gelegenen NOTHDURFT'schen Bruche zu beweisen.

den Winkels. Diese beiden Sprünge, welche die Nord- und die Südhälfte des Sattels in der Torsionsrichtung gegen einander verschieben, lehren, dass hier die Schichten schon recht steif waren, so dass sie der Verbiegung nur schwierig folgten. Um so grossartiger ist das Oberharzer Gangspaltennetz südlich des Sattels, vor allem der vereinigte Lautenthal-Hahnenkleeer und Bockswiese-Festenburg-Schulenberger Zug, neben der Bruchberg-Ueberschiebung und der Oderspalte die wichtigste tektonische Linie des Oberharzes und gleich diesen beiden noch deutlich im Relief des Gebirges kenntlich. Auch hier und in den weiter südlich folgenden gleichsinnigen Sprüngen hat die Verwerfung im Sinne der Drehung stattgefunden. Es steht aber die Grossartigkeit dieses Gangspaltensystems im umgekehrten Verhältnisse zu der relativ geringen, wenn auch immerhin sehr kenntlichen, Deformirung des Devonsattels: begreiflicherweise, denn je weniger der hercynische Faltungsdruck zur Umgestaltung der älteren niederländischen, schon zu sehr versteiften Falten fähig war, um so mehr musste er sie brechen.

Leicht auch versteht man, dass jene grossen Verwerfungslinien nicht auf der Nordwest-, Nord- oder Ostumgrenzung des Sattels gegenüber oder in der Nähe des Ockergranits aufsetzen; hier sind die Massen zu sehr ineinandergezwängt, Verwerfungen aber bedingen, wie H. v. Dechen (Ueber grosse Dislocationen S. 10) treffend ausführt, ein Auseinanderziehen der Schichten, im Gegensatz zur Faltung und Pressung; dazu gehört aber die Möglichkeit des Auseinanderweichens und diese kann bei derart rechtsinnig verdrehten SW.—NO.-Sätteln vorzüglich gegen SW., wo während des ganzen Faltenumstauungsprocesses in den hangenden Schichten nothwendig am wenigsten Störung eintrat, gesucht werden. Ein Blick auf den Rammberg, die deformirte Selkemulde mit dem gegen SO. vorliegenden diabasreichen Sattel der Unteren Wieder Schiefer und das dem grösseren Maass der Faltung dort entsprechend schwächer ausgebildete Unterharzer Gangspaltensystem zeigt ein ganz analoges Verhältniss.

Was nun das Divergiren der Spalten nach W. hin anlangt, welches in der Strahlungstheorie v. Groddeck's eine gewisse Rolle

spielt, so erklärt sich die Gesammtheit des Spaltenverlaufs wohl am einfachsten aus dem Gesammtverlaufe der Falten und Faltenverwerfungen. Hier hat ja mein sehr verehrter Freund[1]) schon in sehr ansprechender Weise die Wechselwirkung der Masse des Ibergs und des Bruchbergs hervorgehoben[2]). Die zahlreichen neuen Spalten, welche E. Kayser[3]) in der Umgebung von Andreasberg kennen gelehrt hat, werden nebst den von A. Halfar und vor Allem den in Klausthal selbst gesammelten Erfahrungen, wenn man Gänge und Ruscheln auseinander hält, sicherlich gestatten, dereinst ein auch in den Detailzügen klares Bild des Ganzen zu geben.

Da die Oder- und Ackerspalte, wie auch die Andreasberger Ruscheln in Anbetracht des südlich von einer Ueberschiebung begrenzten tiefliegenden keilförmigen Stückes, welches sie einschliessen, gegen O., NO. und NON., also im Sinne der Niederdrückung der Bruchbergkette die Schichten gesenkt haben und da wir uns dieses Unterdrücken in Beziehung gedacht haben mit dem Herausheben des Rammelsberg-Kahleberger Unterdevonsattels, so wird man sich auch nothwendigerweise die von St. Andreasberg ausstrahlenden Spalten in gleicher Wechselbeziehung zu den Oberharzer

---

[1]) a. a. O. S. 446.

[2]) v. Groddeck hält das NW.—SO. erstreckte Massiv des Ibergs und Winterbergs für einen ungeschichteten Kalkstock (Korallenstock), der »bei der Faltung des Gebirges seine Lage nicht wesentlich geändert hat«, er schliesst dies aus dem Verhalten der meist, aber doch, wie die nach den Aufnahmen meines Freundes eingetragenen Fallen und Streichen lehren, nicht durchaus SW.—NO. streichenden Falten der Culmgrauwacken, welche »über und an den Kalk gelagert« sind (a. a. O. und daselbst Bd. XXX, S. 540). Ich gestehe offen, dass ich nach meinen Erfahrungen aus der Gegend von Elbingerode und Rübeland hier meinem Freunde nicht ganz zu folgen vermag und dass ich, gestützt auf die einseitige Verbreitung von unteren Culmschichten, welche er selbst auf der Nord- und Nordostseite des Kalkstocks nachgewiesen hat, in demselben eher eine einseitig im Sinne des hercynischen Systems aufwärts gestossene ältere Masse erblicken möchte. Immer aber *salvo judicio meliore*, gern lasse ich mich durch die in Aussicht gestellte Detailbeschreibung eines Besseren belehren. Ohnedies wird durch diese meine abweichende Auffassung an der Rolle der Kalkmasse als Hemmniss für das Spaltenwerfen und somit Ursache für die Zersplitterung des Spaltennetzes mit Annäherung an dieses Hemmniss nichts geändert.

[3]) Siehe dessen Abhandlung in diesem Jahrgange des Jahrbuchs.

Gängen denken müssen; wenn wir also oben die Entstehung der einen Spaltengänge mit dem ersteren, die der zweiten mit dem letzteren Faltungsvorgange in engere Beziehung gebracht haben, so darf doch nicht vergessen werden, dass ein und dieselbe Ursache, der Wechsel in der Faltungsrichtung und demzufolge die Spiraldrehung der Schichten, alle diese Erscheinungen beherrscht.

Denkt man an eine Altersfolge der Spalten, so wird nach dem Vorstehenden naturgemäss die Andreasberger Gruppe für etwas älter gelten müssen als die Oberharzer; innerhalb der beiden Gruppen aber wird man dem Effecte der treppenförmigen Abstufung der Sprünge folgend das Alter in der ersteren für die Ruscheln als das älteste und für die Oderspalte als das jüngste anzusetzen, in der Oberharzer Gruppe dagegen umgekehrt von NO. gegen SW. vorschreitend immer jüngere Sprünge anzunehmen haben, soweit es sich um echte Gänge und nicht um spiesseckige Faltenverwerfungen handelt.

Wir haben oben von absteigenden Treppen gesprochen, auf welchen die Falten des Harzer Schichtensystems stehen. Was sind diese Treppen? Ich antworte im Sinne meiner Theorie vom Baue des Harzes: der staffelförmig abgestufte Granit. Längst kannten wir aus Friedrich Hoffmann's Mittheilungen der v. Veltheim'schen und der eigenen Beobachtungen [1]) das steile staffelförmige Aufsteigen des die Schichten über sich »abhebenden« Rosstrappe-Granits auf der dem Aussenrande des Harzes zugekehrten Seite, als ich zeigte, dies sei die liegende Seite [2]) des Stockes und je tiefer die Stufe, um so jünger die darauf stehende Schicht. Ich werde daher nicht unverständlich sein, wenn ich meine Theorie bildlich dahin erläutere, dass ich sage, es steigen im Hangenden über dem Granit die älteren Schichtensysteme auf der flacheren Granittreppe aufwärts, im Liegenden so zu sagen unter dem Granit die

[1]) Uebersicht d. orograph. u. geognost. Verhältn. d. nordwestl. Deutschlands, S. 387 ff.

[2]) Ueber das Verhalten des Granits auf der entgegengesetzten, hangenden Seite vergl. Zincken's Aufsätze in Karsten und v. Dechen's Arch. und Brandes in Zeitschr. f. d. Gesammt-Naturw. 1869, S. 7.

jüngeren Schichten die steilere Treppe abwärts. Die Treppen sind die Wellenberge des Granitischen Magmas, welche die Bewegungen des Faltungsprocesses der festen Rinde mitmachen. Wie auch immer das Verhältniss des in der Kruste eingeschlossenen Magmas zu den Schrumpfungsbewegungen gedacht werden mag, aus den räumlichen Beziehungen von Granit und Schichtgebirge im Harze folgt deutlich, dass die Bewegungen des Granits und der Schichten im Grossen und Ganzen gleichsinnige gewesen sein müssen. Dennoch wird man nie den Unterschied ausser Acht lassen dürfen, der darin liegt, dass flüssige Massen den Druck anders fortpflanzen als feste[1]), wenn auch noch so sehr biegsam gedachte, und dass sie für Ebbe- und Fluthwirkungen empfänglicher sind. Wir kennen zur Stunde die Ursache nicht, welche die Richtung des Faltungsdrucks bestimmt, oder den Umschlag einer solchen Richtung in eine andere bewirkt, wir wissen daher auch nicht, welche Rolle bei einem solchen Richtungswechsel etwa diese Differenzen spielen können. Das aber dürfen wir wohl voraussetzen, dass sich ein solcher Richtungswechsel im Magma leichter und rascher vollzieht, als in der darauf ruhenden Kruste, sowie dass das Magma an allen jenen Eigenschaften Theil hat, welche wir an den unter hohem Druck ein-

---

[1]) Da ich in allen meinen Arbeiten über den Harz der Diagenesis Guembel's gegenüber stets consequent den Dislocationsmetamorphismus vertreten und bereits 1867 in meiner Arbeit über die linksrheinische Fortsetzung des Taunus (vergl. E. Suess, die Entstehung d. Alpen, S. 13) die Beziehungen des Metamorphismus zum gebirgsbildenden Processe erörtert habe, da ich ferner gezeigt habe, wie sich Contact- und Regionalmetamorphismus dynamisch gestörter Gebiete auch auf die passiv dem Gebirgsbaue eingeschalteten alten Eruptivgesteine erstreckt, da ich überdies zahlreiche Beispiele windschief gedrehter und verworfener Plagioklaslamellen und dergl. unter dem Mikroskope im polarisirten Lichte beobachtet habe, so ist die physikalische und chemische Umformung fester Massen für mich kein fremder Gedanke, dennoch liebe ich es nicht, einseitig die Festigkeit der Gesteine bei der Gebirgsbildung zu betonen; das Gestein, wie es jetzt fertig vor uns liegt, ist mir vielmehr der Ausdruck für die seit seiner ersten Sedimentirung oder Erstarrung durchgemachte geologische Geschichte, gleichviel, ob lose oder mehr oder weniger fest; es ist aber vielleicht verzeihlich, wenn wir nach dem Sprachgebrauche des gewöhnlichen Lebens das Wort fest statt fertig unwillkürlich gebrauchen und dieser Ungenauigkeit des Ausdrucks habe auch ich mich schon schuldig gemacht (vergl. jedoch Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1872, Bd. XXIV, S. 741).

geschlossenen Laven voraussetzen dürfen und die sich aus den zahlreichen Flüssigkeits-Einschlüssen und den Einschlüssen von liquider Kohlensäure im Granit, sowie aus seinen Contactwirkungen einigermaassen herauslesen lassen. Man darf sich also die in gewissem Sinne unter dem Bilde einer hydraulischen Presse verständliche Druckwirkung des Granitmagmas gegen die Schichten nicht allzu schematisch nach der Schablone des Faltenbildungsgesetzes vorstellen.

Dessen muss man sich erinnern, wenn man daran geht die bisher nicht in Betracht gezogenen Beziehungen der Harzburger Gabbrostöcke zum Brockengranit zu erörtern. Dieselben liegen im einspringenden Winkel auf der Concavseite der Granitmasse, also da, wo die Quarzitkette des Bruchbergs mit dem Richtungswechsel des Faltendrucks untergedrückt wurde, wo Zug nach dem Unterharze hin und demzufolge Spannung sich einstellte. Ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich mir die Gabbrostöcke in Berstungsrissen in diesem gespannten Rindentheile aufgepresst vorstelle, die sich zufolge des Unterdrückens der gewaltigen Quarzitkette bildeten, wie ja auch nach Seckendorff's und Hausmann's Mittheilungen Quarzitstücke mit Unterdevonversteinerungen, denen des Kahlebergs analog, im Gabbro gefunden sind. Der nach E. Kayser's Darstellung in die Karte eingetragene Verlauf der durch Anorthit, Bronzit (Bastit) und Serpentin (Olivin) ausgezeichneten Zonen im Gabbro streicht Stunde 2 oder — im obersten fiscalischen Steinbruche bei dem Radau-Wasserfalle — Stunde 11; zwischen beiden Stunden schwanken auch die meinerseits gemessenen Streichrichtungen zahlreicher feinkörniger, durch Wechsel feldspathreicher und feldspatharmer Zonen gebänderter Schlierenstreifen, welche ich in den weiter thalabwärts gelegenen Brüchen prächtig aufgeschlossen fand. Dabei ist das Einfallen stets sehr steil gegen W. gerichtet. Das sind also die Streichstunden der Eruptivspalten des Mittelharzes, die wir oben bereits als Berstrisse bezeichnet haben. Dass aber Gabbro und nicht Granit darin aufgestiegen ist, lässt sich unter der Annahme verstehen, dass die zu oberst unter der festen Kruste lagernde sauere Magmenzone zu der Zeit, da der Richtungswechsel des Faltendruckes die Granitmassen gegen den Unterharz hin am höchsten aufgepresst hatte,

unter dieser Region des Harzes vorübergehend durch die Aufpressung erschöpft war, so dass die tiefer lagernde basische in der Aufpressung nachrückte. Dass aber eine solche Erschöpfung thatsächlich sich einstellte, dafür darf auch das Vorhandensein eines schmalen Saumes basischerer körniger Eruptivgesteine, Quarzdiorite, Augitquarzdiorite u. s. w., am Ostrande des Massivs, also da, wo die tiefgelegensten Massen durch den Faltendruck aufwärts geschoben wurden, angeführt werden. Als dann das Granitmagma allmälig wieder aus den nachbarlichen Regionen sich ergänzt hatte, fand bei seinem Nachschub die eigenthümliche Verquickung beider Magmen, welche sich auf beiden Seiten und local in der Mitte des Massivs (Meinekenberg, Gruhe) nachweisen lässt, und das gangförmige Eindringen des hercynischen Granits in die bereits mehr oder weniger festen Gabbromassen statt.

Im einspringenden Winkel des durch die hercynische Faltungsrichtung deformirten Rammelsberg-Kahleberger Sattels liegt die Erzlagerstätte des Rammelsberges. Diese ihre geologische Stellung im Gesammtbaue des Harzes ist die Grundlage meiner übrigens auf die Wimmer'sche Auffassung des hangenden Trums als einer Falte und überdies auf achttägige eigene Beobachtungen unter und über Tag zwischen der Hohekehl und der Bleiche basirten Anschauung über ihre Entstehung, wie ich dieselbe in einem bislang ungedruckt gebliebenen Berichte an die vorgesetzte Behörde aus dem Frühjahre 1877 darzulegen versucht habe. Heute würde ich mich selbstverständlich im Einzelnen bestimmter und mich selbst berichtigend aussprechen, bestimmter auch als in den 1880 Freund Stelzner mündlich gemachten Mittheilungen. Nur ein Punkt sei hier hervorgehoben: Wenn im einspringenden Winkel auf der Nordwestseite des Brockenmassivs Berstrisse Gabbro ausquellen liessen, so ist meiner Ansicht nach in jenem einspringenden Winkel bei Goslar eine Gabbro-Therme zur Zeit, als dort Zug vorherrschte, in die zufolge der Zugwirkung entstandenen Erzräume aufgestiegen; dass die Absätze dieser Therme dann später, als bei fortgesetzter Verbiegung des Sattels dessen Nordende über die Massen im einspringenden Winkel aufgeschoben wurde, durch den Druck im Detail

gefaltet und schliesslich, worauf Stelzner Werth legt, noch etwas transversal gepresst und zerklüftet worden sind, scheint mir ganz einleuchtend. Auch hier gilt es also die beiden Faltungsrichtungen des Harzes, Druck und Zug, Biegungen und Quetschungen in der Fall- und in der Streichrichtung, Faltung, Drehung, Spannung, Zerreissung, Pressung in richtiger Aufeinanderfolge in Betracht zu ziehen. Wenn ich erwäge, ein wie so rascher Umschwung in der Auffassung der noch vor wenigen Jahren nach Art der Nierenkalkstructur beurtheilten Lagerstättenform sich vollzogen hat, seit Wimmer's Darlegung des hangenden Trums als einer Falte und meiner Darlegung der »Leitschicht« als einer Ruschel zwischen dem flach wellig gelagerten gepressten Dachschiefergebiete und der steilstehenden, überschobenen, in geneigte und streichende Stauungsfalten gezwängten Lagerstättenregion, so giebt mir das einige Zuversicht auch auf einen weiteren Umschwung der Auffassung. Einstweilen befriedigt es mich nicht wenig, in dem gründlichen Kenner des dem Harze so verwandten norwegischen Gebiets, in Altmeister Kjerulf, dem Vertreter »der Erzlineale« [1]), einen erprobten Kampfgenossen zu besitzen. Die ausgezeichneten Beobachtungen Köhler's, welche bereits anfangen neben den Faltungen in der Fallebene, auch den Falten im Streichen am Rammelsberge gerecht zu werden, geben mir Hoffnung, dass wir der richtigen Auffassung der Lagerstätte immer näher rücken. Welches nun auch das Endergebniss sein möge, soviel erhellt doch auch aus dieser Controverse, dass nur die Kenntniss von dem geologischen Baue des ganzen Gebirges die richtige Grundlage für das tiefere Verständniss auch der Erzlagerstätten abgeben kann.

Als Beleg dafür sei noch kurz angemerkt: Sind wir im Recht mit unserer Vorstellung von dem räumlichen Verhältnisse des Granits und der ihm vergesellschafteten Eruptivgesteine zu dem Faltenbaue, so folgt daraus unmittelbar der Satz, dass ein und dieselbe mehr weniger querschlägig, bezw. spiessekig zu den Falten verlaufende Gangspalte in der heutigen

---

[1]) Siehe dessen Geologie des südlichen und mittleren Norwegens. Gurlt's Uebersetzung S. 293 ff. Taf. XVIII und XIX.

Gebirgsoberfläche in sehr verschiedenem Niveau über der welligen Granitoberfläche in der Tiefe herstreicht. Das wird man zu beachten haben, wenn man daran geht, die Ausfüllung unserer Gangspalten in Beziehung zum geologischen Baue verstehen zu lernen. Dass dies Verständniss für die allermeisten und namentlich die grossen Gänge des Harzes nicht im Sinne einer reinen Lateralsecretion zu suchen sei, darüber wird der Harzer Bergmann kaum jemals im Zweifel gewesen sein, heute aber liegt das klar zu Tage. Es ist doch unverkennbar, wie die Rothgiltigerze[1]) und andere edle Silbererze, die Antimon- und Arsenerze, die Kobalt-, Nickel- und Wismutherze und der Magnetkies von St. Andreasberg über Braunlage bis nach Hasserode eine zusammengehörige Erzformation im Hangenden des Brockengranitmassivs darstellen, die ihren grössten Reichthum in dem gegen die Granitoberfläche eingesunkenen Keile zwischen den Ruscheln entwickelt, wo ihr, um auch aus der beibrechenden Gangmasse und dem Nebengesteine etwas Charakteristisches zu erwähnen, der Flussspath und Kalkspath neben dem Quarze und zufolge der Einwirkung auf die Diabase die Zeolithe[2]), der Axinit, der Epidot und der Granat nicht fehlen. Wie so ganz anders ist die viel höher über der Granitoberfläche stehende Erzführung und Füllung im Oberharze jenseits auf der Concavseite oder der liegenden Seite des Brockengranits! Zwischen beiden Gangsystemen liegt die Oderspalte als reineres Quarzgangsystem, das doch ausser den Eisen- und Manganoxyden hie und da arme Kupfererze und etwas Kalkspath

[1]) Nach Zückert (Zincken, östl. Harz, S. 134) auch auf dem Ludwig Rudolf auf dem Steinfelde bei Braunlage.

[2]) Nach des um die Diabase des Harzes so wohl verdienten O. Schilling's Nachrichten auch zu Braunlage. Auch den Kalkspathreichthum der Andreasberger Gänge darf man wohl ungezwungen auf die Berührung der Thermalwasser mit den von unten her in die hangenderen Schichten des Ruschelellipsoids sattel-, nicht gangförmig, hereinragenden Diabasmassen beziehen; dass die Diabase zur Zeit der productiven Steinkohlenformation, der Gebirgskernbildungszeit des Harzes, schon kalkspäthige Zersetzungsprodukte führten, geht zweifellos daraus hervor, dass in den Granitcontacthöfen jedes Kalkspathmändelchen des metamorphosirten passiven Eruptivgesteins zu einem kleinen Predazzo wird (Spitzenberg, Riefenbachthal und Schmalenberg bei Harzburg, Braunlage an der warmen Bode u. s. w.).

(vgl. oben S. 18) zu führen scheint und sich hierin den Treseburger Gängen und denjenigen in der näheren Umgebung des Rammbergs [1]) und in dem Granit des Rammbergs selbst analog zeigt. Gerade die Oderspalte, aus deren Fortsetzung auf dem Ochsenberge (vgl. v. Groddeck a. a. O. S. 443) man Gangletten, Gangthonschiefer, Gangkalkspath mit Schwefelkiesconcretionen erschürft hat, streicht oberflächlich durch sehr verschiedene Schichten, doch darf man nicht das Abheben der Schichten durch den Granit von unten vergessen, denn die Oderspalte läuft auf ihre ganze Erstreckung durch Granit und metamorphische Schichten, im letzteren Falle nach aller Erfahrung im Harz, wie mir scheinen will, zu nah über der alten Granitoberfläche, als dass sie reiche Anbrüche erhoffen lassen dürfte. Am Unterharze setzt bei der Erichsburg ein Gang im Granit auf, der Quarz, Flussspath und etwas Kupferkies führt, das ist also ein Repräsentant dieser quarzreichen, erzarmen Formation, der uns nach Lage und Füllung hinüberleitet [2]) zu der Unterharzer Gangformation. Es giebt für einen geologisch geschulten Bergmann wohl kaum ein dankbareres Thema, als ein Vergleich der Anhaltinisch-Stolbergischen mit den Oberharzer Gängen unter Berücksichtigung der durch die geognostische Uebersichtskarte und ihr Verständniss gegebenen Gesichtspunkte! von einer erschöpfenden Behandlung dieses Themas kann selbstverständlich nicht die Rede sein, nur das sei für eine solche Zukunftsarbeit bemerkt: Die Gangform des Unterharzer Spaltennetzes nähert sich, namentlich in dem mächtigen und weithin fortsetzenden Neudorf-Strassberger Gangzuge der Form der Oberharzer Gänge, trotzdem nähert sich die Füllung durchweg unter Bewahrung ihrer

---

[1]) Daraus führt Zincken (Acta Acad. Caes. Leop. Carol. Nat. Cur. Vol. XXI, P. II. S. 708) auch Schwefel- und Arsenikkies an; zu Treseburg und Altenbrak neben dem Kalkspath auch Flussspath, unter den Kiesen auch Magnetkies.

[2]) Bergrath Kegel in Goslar, dem wir so scharfsinnige Beobachtungen über die Anhaltinischen Gänge verdanken (vergl. Berg- u. Hüttenmänn. Zeit. 1877, S. 397 ff.), theilt mir mit, dass von Neudorf gegen Harzgerode und Mägdesprung hinzu, also gegen den Granit hinzu, wie ich es auffasse, der Quarz als Ganggestein mehr und mehr zunimmt, und dass dasselbe Verhalten in den Oberharzer Spalten gegen N. und O., also gegen den Ockergranit hinzu, statthat.

Eigenart viel mehr der des St. Andreasberg-Hasseroder Gangsystems, das rührt offenbar daher: die Gänge durchsetzen das Hangende des Rammberg-Granits, nicht das Liegende des Granits, wie die Oberharzer Gänge, aber in weiteren Abständen von dem Contacthofe als bei St. Andreasberg. Daher die gemischte Natur ihrer Füllung. So finden wir denn hier den bei St. Andreasberg wenig hervortretenden Flussspath z. Th. in ausserordentlich grossen Massen (Suderholz, Flussschacht, Louise) und von grosser Verbreitung neben Spatheisenstein, Quarz, Kalkspath und selbst etwas Schwerspath (Stollngang) [1], ferner Bleiglanz, Schwefelkies, Kupferkies, Blende, Bournonit, Zundererz, Federerz, Fahlerz wie am Oberharze, wo jedoch die Rolle der 4 letztgenannten Andreasberger Mineralien meines Wissens viel mehr zurücktritt, schliesslich aber Nickelglanz, Antimonnickelglanz, Arsenik- und Magnetkies, Wolfram und Scheelkalk. Die beiden letztgenannten Mineralien allein genügten den Zusammenhang der Gangbildung mit der Granitaufpressung augenfällig zu machen, wenn man auch nicht auf der Grube Birnbaum [2]) mit dem Gange den Porphyr (Facies des Granits?) seiner Zeit angefahren hätte. Rechnet man noch den Antimonreichthum und Arsengehalt der in Quarz brechenden Erze des Wolfsberger Gangsystems [3]) hinzu, so tritt die stoffliche Verwandtschaft mit

---

1) Zincken, a. a. O. Acta Leopold. cet. S. 706.

2) Böbert, Karst. Arch. Bd. XVI, S. 204 ff.

3) Wohl ist mir bekannt, dass Zincken und nach ihm wohl andere (Schönichen z. B.) dieses System, sowie die Gänge in der Krummschlacht und bei Stolberg überhaupt auf die Porphyreruption des Auerbergs beziehen. Es würde zu weit führen, hier die Beziehungen von Rammberg und Auerberg zu besprechen, es genüge die Mittheilung, dass ich das Auerbergsystem, welches nach seinem Spaltenverlauf und seiner Spaltenverschiebung gegen SW. (vgl. oben S. 27) den postgranitischen Massen angehört, gleichwohl als eine sehr frühzeitig erfolgte Wiederholung des Ausbruchs der saueren Massen der Rammbergregion aufzufassen mich genöthigt sehe. Der sehr krystallreiche Porphyr führt Turmalin in mikroskopischen Krystallgruppen und nähert sich dadurch wie durch andere Eigenschaften dem Bodegange (Porphyr-Facies des Rammbergs). Auch fällt auf, dass diese ansehnliche granitverwandte Porphyrmasse als Ganzes ebenso jenem Verschiebungsgesetze gegen SW. zu gehorchen scheint, wenn man ihre Ausbruchstelle mit der Lage des Rammbergs vergleicht, und zwar fällt dies um so mehr auf, als auch zwischen dem östlichsten, Glimmer führenden Melaphyrgange im Harz und der glimmerführenden

den Gängen auf der hangenden Seite des Brockens noch mehr hervor[1]).

Und sind sie denn alle versiecht diese erzspendenden Granit-, Gabbro- oder Porphyr-Thermen? Hat der der Basalteruption, der Säuerlinge und der eigentlichen Heilquellen ledige Harz ausser seinen schwachen Salzsoolen, die aus dem unter seinen Nordrand untergequetschten salzführenden Flötzgebirge aufsteigen, kein einziges thätiges Zeugniss mehr aus der unter der Mitwirkung der Granit- und Gabbro-Aufpressung zur oberen Carbonzeit erfolgten Gebirgskernbildung? Wer freute sich nicht mit mir, hier zum Schlusse auf die dem Bodegange entquellende Salz- und Schwefelquelle bei Ludwigshütte hindeuten zu dürfen! Wo der Schöpfer Gesetze gegeben hat, versagt er dem in treuer Hingabe an die Aufgabe Forschenden den Hinweis darauf nicht. Diese Quelle, die schon ZINCKEN[2]) in seiner systematischen Uebersicht der Gänge und Lager des Harzes, welche metallführend sind, ganz folgerichtig mit einreiht in die Spaltenausfüllungen, riecht und schmeckt intensiv nach Schwefelwasserstoff, scheidet Schwefel auf der Oberfläche des Quellspiegels ab und führt Kochsalz, Chlorcalcium, Chlormagnesium, kohlensaure Kalk- und Talkerde.

Melaphyrdecke bei Neustadt, zwischen den Melaphyrgängen überhaupt und der Ilfelder Melaphyrdecke, zwischen den Granitporphyren und der Decke des nahe verwandten, nur etwas plagioklasreicheren Ilfelder Porphyrits, schliesslich zwischen dem Brocken und dem Porphyr des Rabensbergs, und vielleicht auch zwischen Ockergranit und Knollen-Porphyr, dasselbe Verschiebungsgesetz zu herrschen scheint.

[1]) Die Schwerspath und Anhydrit führende Gangformation bei Lauterberg zu besprechen liegt fern, so lange E. KAYSER's Bericht darüber fehlt; dauerte die Schwerspathbildung am Oberharze, wie v. GRODDECK auf Grund des Rösteberger Vorkommens annimmt, bis in die Zechsteinzeit fort, so sind die Verhältnisse solcher Gangfüllung, da zwischen der Ablagerung des Rothliegenden und der des discordant dazu liegenden Zechsteins der Harz als Ganzes bereits eine Schwankung ausgeführt haben muss, nicht mehr so einfach; es ist auffällig, dass Schwerspath von den Gängen im Grünen Schiefer zu Mohrungen an und im Ilfelder Porphyrit bis zu denen unter dem Zechsteine des Röstebergs, bezw. zu den Oberharzer Gängen, vorzüglich der Süd- und Westseite des Harzes angehört.

[2]) a. a. O. Act. Leop. cet. S. 704, sowie ausführlich im Braunschw. Magazin, 47. Stück, Sonnabends, d. 22. Nov. 1817, S. 737—746.

Berlin, Mitte März 1882. **K. A. LOSSEN.**

Beiträge zur Kenntniss von Oberdevon und Culm am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges.

Von Herrn **E. Kayser.**

(Hierzu Tafel I—III.)

Vorbemerkungen.

Im Winter 1880/81 lag mir eine Examenarbeit des damaligen Bergreferendars, jetzigen Bergassessors, Herrn Matthiass über die Schichten zwischen dem Elberfelder- oder Stringocephalenkalk und dem Flötzleeren Sandstein in der Gegend von Velbert nördl. Elberfeld zur Beurtheilung vor. Unter den Belegstücken zu dieser Arbeit fielen mir besonders ein paar bis 2 Zoll lange, grobrippige Exemplare von *Productus* aus dem dunklen Schiefer der (auf Bleiglanz und Blende bauenden) Grube Prinz Wilhelm bei Velbert auf, weil solche Formen, so gewöhnlich sie auch im Kohlengebirge sind, für das Devon (dem sie gemäss ihres Fundortes nach der Dechen'schen Karte unbedingt angehören mussten) eine völlig neue Erscheinung waren.

Diese grossen Producten, wie auch die bemerkenswerthen sie begleitenden Formen — darunter mehrere deutliche Reste von *Phacops* — riefen in mir den Wunsch hervor, die Fundstätte der interessanten Fauna durch eigene Anschauung kennen zu lernen. Im vergangenen Sommer (1881) habe ich alsdann in Folge eines meinem Wunsche entgegenkommenden Auftrages der Direction der geologischen Landesanstalt acht Tage auf eine Begehung der

Grenzbildungen zwischen Devon und Kohlengebirge verwenden können. Besondere Aufmerksamkeit widmete ich bei dieser Begehung dem Aufsammeln von Versteinerungen, und es ist mir denn auch gelungen, sowohl in den oberdevonischen Schichten der Prinz Wilhelmgrube und der Umgebung von Velbert überhaupt als auch im Culm von Aprath (zwischen Elberfeld und Wülfrath) eine reiche Ausbeute an interessanten, für diese Gegend zum grossen Theil neuen Formen zu machen, die zu beschreiben der Zweck dieses Aufsatzes ist.

Zur allgemeinen Orientirung über die geognostischen Verhältnisse der fraglichen Gegend verweise ich auf Blatt Düsseldorf der grossen Dechen'schen Karte von Rheinland-Westfalen (Maassstab 1 : 80,000). Man ersieht aus derselben, dass die Schichten des Oberdevon, die in der Gegend von Iserlohn, Hagen und Elberfeld ein verhältnissmässig nur schmales Band zwischen Stringocephalenkalk und Culm bilden, im NW. von Elberfeld, in der Gegend von Wülfrath, Neviges und Velbert in Folge einer breiten, sich hier ausbildenden, im Einzelnen wieder aus zahlreichen Specialfalten zusammengesetzten Schichtenaufsattelung eine sehr bedeutende räumliche Ausdehnung erlangen.

Am S.O.-rande dieser Oberdevonausbreitung erscheinen über den obersten Devonschichten — wie überall weiter östlich — als tiefstes Glied des Kohlengebirges Culmschichten, ein schmales Band zwischen Oberdevon und Flötzleerem bildend. Weiter nach N. und W. aber (schon bei der ehemaligen Kopfstation Neviges) schiebt sich als ein weiteres Glied des Kohlengebirges unter dem Culm noch Kohlenkalk ein, als eine zuerst nur wenige Fuss starke, weiter gegen W. aber immer mächtiger werdende Bildung, die schon nördl. Velbert über 100' und bei Ratingen unweit Düsseldorf mehrere 100' Dicke erlangt. In demselben Grade aber, als der Kohlenkalk an Mächtigkeit allmälig zunimmt, nimmt der Culm ab, bis er endlich auf der linken Rheinseite (bei Aachen und im Belgischen) gänzlich verschwunden ist.

Was die Zusammensetzung der Schichtenfolge zwischen Mitteldevon und Flötzleerem in der fraglichen Gegend betrifft, so ist dieselbe aus mehreren älteren und neueren Arbeiten des Herrn



von DECHEN bekannt [1]). Nach diesen Arbeiten, denen meine eigenen Begehungen kaum etwas Neues zuzufügen vermochten, gliedert sich jene Schichtenfolge von oben nach unten in folgender Weise:

Hangendes:	Flötzleerer Sandstein.
Culm:	Alaunschiefer, Posidonienschiefer, Kieselschiefer und Kalksteine.
Kohlenkalk:	Obere Dolomitzone (Ratingen). Hellfarb., dickbänk., halbkrystall. Kalkstein.
Oberdevon:	Blaulichgraue bis grünliche Schiefer und Sandsteine mit schwachen Kalkeinlagerungen. An der Basis: schwärzliche sandige Schiefer (Aequivalente des Flinz?).
Liegendes:	Stringocephalenkalk.

Am schwankendsten ist in dieser Schichtenfolge die Ausbildung des Culm. Zwar liegt — soweit ich mich überzeugen konnte, allenthalben — an seiner obersten Grenze eine Zone von Alaunschiefer; dagegen weisen die unter diesem liegenden Schichten fast in jedem Profile kleine Unterschiede auf, die besonders durch die sehr verschiedene Mächtigkeit und Reinheit der Kieselschiefer und Kalksteine bedingt werden. Die Verknüpfung des Culm und Kohlenkalks ist eine weit engere, als man bei der grossen petrographischen Verschiedenheit beider Bildungen anzunehmen geneigt sein könnte. Die Zusammengehörigkeit beider spricht sich nicht nur in der oben erwähnten Reciprocität der Mächtigkeitsverhältnisse aus, sondern auch in einer innigen petrographischen Verknüpfung, die dadurch entsteht, dass nicht blos inmitten des reinen Kohlenkalks mitunter mehr oder minder mächtige Einlagerungen von Kieselschiefer oder schwarzem alaunschieferartigen Schiefer [2]) auf-

[1]) Ueber die Schichten im Liegenden des Steinkohlengebirges an der Ruhr (Verhandl. des naturhistor. Ver. f. Rheinl.-Westf., Bd. VII, 1850). Geognostische Uebersicht des Regierungsbezirks Arnsberg (Ebendas. Bd. XII, 1855). Geogn. Beschaffenheit des Regierungsbez. Düsseldorf (in v. MÜLMANN's Statistik des Reg.-Bez. Düsseldorf, Bd. I, 1864).

[2]) In den gewaltigen Steinbrüchen im Kohlenkalk bei Hefel nördl. Velbert erreicht eine solche Schiefereinlagerung $1\frac{1}{2}$ Met. Mächtigkeit.

treten, sondern dass sogar mitunter an der Grenze beider Bildungen ein förmliches Alterniren von hellfarbigen, kohlenkalkähnlichen Kalkbänken und Kieselschieferlagen stattfindet (zwischen der Prinz Wilhelmgrube und der Gemeinde Richrath).

Was die Ausbildung des Oberdevon betrifft, so fällt besonders die grosse Entwickelung der oberen Abtheilung desselben, des sog. Kramenzel auf, während die untere, anderweitig aus schwarzen, mehr oder weniger reinen Schiefern bestehende Stufe des Oberdevon, der bei Elberfeld noch deutlich hervortretende[1]) Flinz, schon wenig weiter westlich, bei Wülfrath, nicht mehr mit Sicherheit zu erkennen ist. Es wäre indess möglich, dass gewisse, daselbst unmittelbar über dem Stringocephalenkalke liegende, nach oben ganz allmälig in die Kramenzelschichten übergehende, schwärzliche, sandige Schiefer jene Stufe repräsentiren. Was den Kramenzel selbst betrifft, so ist seine obere Grenze gegen das Kohlengebirge, mag dasselbe nun mit Culm oder Kohlenkalk beginnen, überall scharf und leicht aufzufassen. Im Allgemeinen ist für den Kramenzel in der Gegend zwischen Elberfeld und Düsseldorf das fast vollständige Zurücktreten der weiter östlich so häufigen rothen und grünen Schiefer, sowie der Kalknieren-führenden Schiefer oder der reineren Knollenkalkbänke charakteristisch. Statt ihrer herrschen sandige Schiefer und Sandsteine von im frischen Zustande blau- bis grünlich-grauer, bei beginnender Verwitterung aber gelblich oder bräunlich werdender Färbung vor, in denen nur hie und da bis ein paar Zoll starke Einlagerungen von unreinem, plattigem Kalkstein auftreten. Sehr verbreitet ist sowohl in den sandigen als auch in den schieferigen Gesteinen ein Gehalt an weissem Glimmer in kleinen Blättchen und Schüppchen — übrigens eine Eigenthümlichkeit fast aller sandigen Oberdevongesteine im Gebiete des rheinisch-belgischen Schiefergebirges. Etwas auffallend ist auf den ersten Blick die dunkelblauschwarze Farbe des kalkigen Schiefergesteins, welches den grössten Theil der Halden der Prinz

---

[1]) In der Sammlung des Herrn Pastor Heinersdorff in Elberfeld sah ich mit *Cardiola retrostriata* und Tentaculiten erfüllte Linsen von dunklem, bituminösen Kalkstein, die aus den Flinzschichten der nächsten Umgebung stammend, den ähnlichen Vorkommen von Altenau und Bicken täuschend ähnlich sind.

Wilhelmgrube zusammensetzt. Sieht man aber von der dunkelen Färbung ab, welche offenbar mit der frischen Beschaffenheit zusammenhängt, welche die an der Oberfläche stets gebleichten Gesteine in grösserer Tiefe besitzen, so weist auch hier sowohl der Glimmergehalt als auch das nicht seltene Sandigwerden des Gesteins auf dessen Zugehörigkeit zum Oberdevon hin.

Es sollen nun zunächst die im Oberdevon von Velbert, dann die im Culm von Aprath gesammelten Arten beschrieben werden.

Beschreibung der Arten.

Arten aus dem Oberdevon von Velbert.

Die in der Gegend von Velbert gesammelten Arten stammen theils aus den eben erwähnten dunkelen Schiefern der Prinz Wilhelmgrube (aus dem Liegenden der ca. hora 11 streichenden Erzgänge), theils aus den stark zersetzten, gelblichen, mürben, grauwackenartigen Sandsteinen im O., S. und N. der Stadt, besonders im Osten der Chaussée nach Werden, auf dem Wege nach Hefel, unweit der Kohlenkalkgrenze.

In Betreff des Erhaltungszustandes der Versteinerungen ist zu bemerken, dass die aus dem schwärzlichen, kalkigen Schiefer der Prinz Wilhelmgrube stammenden Reste zum grossen Theil noch mit der ursprünglichen Kalkschale versehen sind, z. Th. aber in Steinkernen vorliegen. Leider sind die hier vorkommenden Versteinerungen in der Regel mehr oder weniger verdrückt. Was weiter die in den sandigen Gesteinen von Hefel gefundenen Fossilien betrifft, so kommen dieselben nur in Steinkernen und Abdrücken vor, welche letztere aber oft von ausgezeichneter Feinheit sind. Giesst man sie mit Kautschuk aus, so erhält man das Bild der ursprünglichen Schale, und wenn man ausserdem noch den Steinkern besitzt, so kann man sowohl die äusseren als auch die inneren Charaktere des Fossils auf das Vollständigste ermitteln.

Phacops granulatus Münst.

Taf. I, Fig. 1, 2.
— — Salter, Monogr. Brit. Trilob. p. 18, tb. 1, f. 1—4.
— — Gümbel, Fichtelgebirge, p. 494, tb. A, f. 15.

Von diesem Trilobiten liegt das abgebildete und ein zweites, weniger gut erhaltenes Kopfschild sowie eine Anzahl Pygidien vor.

Nach Gümbel, der die Art zuletzt beschrieben und der Gelegenheit hatte, Graf Münster's Originalexemplare zu vergleichen, unterscheidet sich dieselbe von dem verwandten *Ph. latifrons* durch ihre starke Granulation, durch die nach der Stirn zu ausserordentlich breit werdende, sich beträchtlich über den Randsaum erhebende Glabella, das Fehlen stärkerer Höcker (sowohl des mittleren als auch der seitlichen) auf dem sog. Zwischenring, sowie endlich durch die grosse Breite des Randsaums, namentlich an den Hinterecken, in der Richtung nach vorn.

Besonders das letztgenannte Merkmal tritt bei unseren rheinischen Stücken in auffälliger Weise hervor. Aber auch die starke Granulation und die ausserordentliche Verbreitung der Glabella an der Stirn sprechen dafür, dass nicht *Phacops latifrons*, sondern die Münster'sche Art vorliegt. Die mit den beschriebenen Kopfschildern zusammen gefundenen Schwänze unterscheiden sich von denen von *Phacops latifrons* nur durch ihre stark entwickelte Granulation.

Ph. granulatus ist, wie es scheint, ganz auf das Oberdevon beschränkt. Graf Münster beschrieb ihn aus dem Fichtelgebirge, Salter aus England. Aus dem rheinischen Gebirge ist er, soviel ich weiss, bisher nur ein einziges Mal angegeben worden (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1873, p. 659), während er aus Belgien unbekannt ist. Es wird indess zu untersuchen sein, ob der in Belgien nach Angabe der dortigen Geologen im Oberdevon nicht seltene, bis an die Basis des Kohlengebirges hinaufgehende, als *latifrons* aufgeführte *Phacops* wirklich dieser oder vielleicht ebenfalls der Münster'schen Art angehört [1]).

[1]) Ich benutze diese Gelegenheit zu der Bemerkung, dass sich unter dem Namen *Phacops latifrons*, soweit er auf Trilobiten aus dem Eifeler Mitteldevon

Gyroceras cnf. cancellatum F. Röm.

Taf. 1, Fig. 7.

Cyrtoceratites cancellatus F. Römer, Rhein. Uebergangsgeb. p. 80, tb. 6, f. 4.

Ein flachgedrücktes, gegen 25 Millimeter langes und etwa 10 Millimeter breites Bruchstück einer Windung, welches in Abständen von 3 Millimetern starke, leistenförmige Querrippen zeigt, die von feinen, gedrängten, weniger als $^1/_2$ Millimeter von einander

---

angewandt wird, zwei specifisch wohl unterschiedene Arten verstecken. Die eine ist in F. Römer's *Lethaea palaeozoica* tb. 31, f. 2a und 2b abgebildet. Diese weitaus häufigere, kleinere Art zeichnet sich durch ein stark gewölbtes, namentlich nach den Seiten rasch abfallendes Kopfschild aus. Die Glabella ist verhältnissmässig schmal, breit gewölbt und erhebt sich mit parabolischer Contour beträchtlich über den Stirnsaum. Die zweite Art ist in dem genannten Römer'schen Atlas auf derselben Tafel in Fig. 2c abgebildet. Sie wird erheblich grösser und lässt sich sofort durch das breitere, flachere Kopfschild, sowie besonders durch die breitere, flachere Glabella unterscheiden, die an der Stirn mit flachbogiger Linie endigt und sich nicht oder nur sehr wenig über dem Randsaum erhebt. Auch sonst sind noch Unterschiede vorhanden, wie dass der sog. Palpebralhöcker und der Zwischenring bei der grösseren Form im Allgemeinen stärker entwickelt sind, als bei der kleineren; und da beide Formen auch eine verschiedene vertikale Verbreitung zu besitzen scheinen, — ich habe die grössere immer nur im Stringocephalenkalk gefunden — so dürfte eine specifische Trennung beider durchaus erforderlich sein.

Weniger einfach ist die Entscheidung der Frage, mit welchen Namen die beiden Arten bezeichnet werden sollen. Bronn hat (Leonhard's Zeitschr. f. Mineral. 1825, p. 317, tb. 2) für die Eifel 2 Arten, *Ph. latifrons* und *Schlotheimi*, Steininger (Mém. de la Soc. Géol. de France, I, p. 350 und Geogn. Beschr. d. Eifel p. 87) noch eine dritte, *Ph. Latreillii* unterschieden; aber die späteren Autoren, wie F. Römer und die Brüder Sandberger haben diese vermeintlichen Species wieder zusammengezogen und seitdem werden alle mitteldevonischen Phacopsformen der Eifel als *latifrons* bezeichnet. Ich habe mich nun festzustellen bemüht, ob sich vielleicht eine der Bronn'schen oder Steininger'schen Arten mit einer der von mir oben unterschiedenen Arten deckt. Die Abbildungen und Beschreibungen der genannten Autoren sind indess so ungenügend, dass mir dies trotz aller Mühe nicht gelungen ist. Es wäre möglich, dass der Bronn'sche Name *Schlotheimi* sich auf die oben beschriebene, häufigere kleinere, sein *latifrons* aber auf die grössere Art beziehen soll. Wenn ich aber schon darüber zu keinem sicheren Resultate gelangen konnte, so gilt dies noch mehr von den Steininger'schen Namen, über deren Bedeutung man wohl kaum jemals ganz in's Klare kommen dürfte. Unter diesen Umständen möchte ich mir den Vorschlag erlauben, den alten Namen *latifrons*, der wohl zu den in der Literatur am meisten eingebürgerten gehört und daher mit möglichster Schonung zu behandeln ist, auf die nicht nur in der Eifel

abstehenden Längsrippchen durchkreuzt werden. Möglicherweise könnte die Art auf F. Römer's *Gyr. cancellatum* zu beziehen sein, eine Form aus dem, dem obersten Mitteldevon angehörigen Rotheisenstein der Gegend von Brilon. Prinz Wilhelmgrube.

Loxonema anglicum d'Orb.

Taf. I, Fig. 3.

— — de Koninck, Foss. Paléoz. Nouv. Galles du Sud, p. 124, tb. 4, f. 9.

Diese Art zeichnet sich durch ein sehr lang-conisches, aus sehr zahlreichen (im erwachsenen Zustande gegen 20) Windungen bestehendes Gehäuse aus. Dieselben nehmen langsam und gleichmässig an Höhe und Breite zu und tragen 12—14 starke, etwas gebogene, rippenförmige Tuberkel, welche fast die ganze Höhe der Windung einnehmen, indess nicht ganz bis an die obere Sutur heranreichen, unter welcher letzteren in Folge dessen ein schmales, glattes Band frei bleibt. Spiralwinkel 12°, Mündung oval.

Von dieser schönen Art liegt mir ein von Herrn Matthiass in einem Steinbruche nördlich und ganz nahe von Velbert in unreinen, kalkigen Sandsteinen gefundener Hohldruck vor, nach dessen Ausguss die Abbildung Fig. 3 hergestellt worden ist. Der untere Theil des Gehäuses mit der Mündung ist nicht mehr vorhanden, dagegen die 6 ältesten Windungen noch recht gut erhalten, und diese stimmen in jeder Beziehung, namentlich in der äusseren Sculptur, mit der Abbildung und Beschreibung de Koninck's überein.

Die Muschel wurde zuerst von Phillipps aus dem Oberdevon von Brushford (Palaeoz. foss. tb. 38, f. 188) abgebildet, aber auf eine ähnliche carbonische Art, nämlich *L. rugiferum* desselben Autors bezogen, welche sich durch grösseren Spiralwinkel (18—20°) und fast die ganze Breite der Umgänge einnehmende Rippen unterscheidet (vergl. de Koninck, l. c. und Faune du Calc. Carbonif. de la Belgique, 3. part., Gastérop. 1881, p. 60). d'Orbigny

weitaus häufigste, sondern auch anderwärts, wie in Belgien, England und Nord-Amerika (*Ph. bufo* Green) verbreitetste Art zu beschränken, die oben unterschiedene grössere, dem Stringocephalenniveau angehörige Form aber neu zu benennen und hinfort als *Phacops Eifeliensis* aufzuführen.

schlug später (Prodrome I, p. 62) für die devonische Schnecke den Namen *L. anglicum* vor. Dieselbe besitzt eine grosse Verbreitung, da sie sich nicht nur am Ilmensee (Eichwald, *Leth. rossica*, I, p. 1116), sondern auch in Neusüdwales (de Koninck, l. c.) wiederfindet. Ihr Wiedervorkommen in den obersten Devonschichten des rheinischen Gebirges ist sehr interessant. Wahrscheinlich gehört auch die von Trenkner (Paläontolog. Novitäten I [Abhandl. d. Naturf. Gesellsch. zu Halle, Bd. X] tb. 1, f. 19) aus dem oberdevonischen Kalk des Iberges im Harz als *L. rugifera* abgebildete Form hierher.

Euomphalus aff. Schnurii Arch. Vern.

Taf. I, Fig. 10.

— — Archiac & Verneuil, Transact. Geol. Soc. Lond., 2. ser., p. 364, tb. 34, f. 7.
— *acuticosta* Sandberger, Rhein. Sch. Nass. p. 210, tb. 25, f. 2.

Ein in den Schiefern der Prinz Wilhelmgrube gefundener Abdruck, nach dessen Ausguss die obige Abbildung angefertigt worden ist. Nur der äussere Umgang ist noch leidlich erhalten, die inneren dagegen kaum mehr zu erkennen. Jener äussere Umgang ist in der Mitte zu einem hohen, markirten Längskiel erhoben und mit zahlreichen feinen aber scharfen Querstreifchen bedeckt.

Eine nähere Bestimmung ist bei der ungenügenden Erhaltung nicht ausführbar; die Art könnte indess mit der oben genannten, im rheinischen Stringocephalenkalk nicht seltenen, nach Angabe der Gebrüder Sandberger (l. c.) auch im oberdevonischen Eisenstein von Oberscheld vorkommenden Art verwandt sein.

Cucullaea? Hardingii Phill.?

— — Phillips, Palaeoz. foss. p. 40, tb. 18, f. 67.

Zu dieser in den sandigen Ablagerungen des englischen und belgischen Oberdevon sehr verbreiteten, auch im gleichalterigen, den Kohlenkalk unterlagernden Verneuili-Sandstein der Gegend von Aachen sich findenden Art gehört wahrscheinlich eine ovalgeformte, gegen 30 Millimeter breite, etwa halb so lange Muschel aus den dunkelen Schiefern der Prinz Wilhelmgrube. Der nicht

erhaltene Wirbel lag offenbar zwischen Mitte und Vorderseite. Die äussere Oberfläche ist glatt, mit zahlreichen starken, aber ungleichmässigen Rippen bedeckt.

Cypricardinia? sp.

Taf. I, Fig. 9.

Ein ebenfalls auf der Halde der Prinz Wilhelmgrube gefundener Zweischaler von schräg-ovalem Umriss mit ganz nach vorn gerücktem Wirbel und zahlreichen, etwas wulstig vortretenden Anwachsringen, die — ähnlich wie bei *Cypr. elongata* Arch. Vern. — von gedrängten, fadenförmigen Radialrippchen durchkreuzt werden.

Spirifer Verneuili Murch.

Taf. II, Fig. 12—14.

— *disjunctus* Davidson, Mon. Brit. Devon. Brachiop. p. 23, tb. 5, 6.

Es liegen mehrere Exemplare dieser bekannten und wichtigen oberdevonischen Leitform vor, sowohl aus den Schiefern der Prinz Wilhelmgrube (Fig. 13), als auch aus den Sandsteinen der Umgebung von Velbert, besonders von Hefel (Fig. 12 u. 14). Die hier vorkommende Abänderung besitzt eine hohe Area und flügelförmig verlängerte Seiten.

Spiriferina laminosa M'Coy?

Taf. I, Fig. 8.

Spirifera — Davidson, Brit. Carbon. Brach. p. 36, tb. 7, f. 17—22.
Spiriferina — » » » » Suppl. p. 277.

Ein in den Sandsteinen bei Hefel gefundener Hohldruck, nach dessen Ausguss die obige Abbildung angefertigt worden ist, zeigt eine stark quer ausgedehnte, an den Schlossecken flügelförmig ausgezogene Ventralklappe. Der Sinus wird mässig breit, aber nicht tief. Auf beiden Seiten desselben zählt man etwa 12 starke, schmale Radialrippen, die von sehr zahlreichen und markirten concentrischen Anwachsstreifen durchschnitten werden.

Es ist namentlich das letztgenannte Merkmal, welches es mir wahrscheinlich macht, dass die beschriebene Klappe auf die

M'Coy'sche Art zu beziehen ist, die zwar vorwiegend carbonisch ist, aber gelegentlich in England wie auch in Belgien schon im alleroberstenDevon auftritt.

Ich muss übrigens noch hervorheben, dass so stark geflügelte Formen, wie die unsere, im Carbon noch nicht beobachtet zu sein scheinen.

Athyris concentrica v. Buch.

Taf. I, Fig. 4.

Eine lose Ventralklappe von typischer Gestalt und Sculptur. Grube Prinz Wilhelm.

Rhynchonella pleurodon Phill.

Taf. I, Fig. 5.

— — Davidson, Brit. Carbon. Brach. pl. 23.
— — » Brit. Devon. Brach. pl. 13, f. 11—13.

Zu dieser besonders im Kohlengebirge sehr verbreiteten, aber in England und in Belgien auch im Ober- und mitunter schon im Mitteldevon auftretenden Art gehört wohl unzweifelhaft das abgebildete Exemplar aus den sandigen Schichten von Hefel, sowie ein zweites aus den Schiefern der Prinz Wilhelmgrube. Die kleine Muschel hat einen gerundet vierseitigen, quer ausgedehnten Umriss. Beide Klappen sind ziemlich stark gewölbt, Sinus und Sattel wohl entwickelt. Auf denselben liegen 3—4, auf jeder Seite gegen 7 einfache, starke, schon an den Buckeln deutlich vortretende Rippen.

Orthis bergica n. sp.

Taf. II, Fig. 6—11.

Orthis tioga Hall var.?

Von gerundet vierseitigem Umriss, erheblich breiter als lang. Grosse Klappe ziemlich schwach, die kleine etwas stärker gewölbt. Schlossrand stets erheblich kürzer, als die grösste, in der Mitte liegende Breite der Muschel, die Schlossecken gerundet. Schnabel der grossen Klappe nicht merklich vorragend, die Areen beider Klappen sehr schmal. Das auszeichnende Merkmal der Art liegt

in einer mehr oder weniger starken kielförmigen Erhebung auf der Mitte der Ventralklappe und einer entsprechenden sinusförmigen Einsenkung der Dorsalklappe. Oberflächlich sind beide Klappen mit zahlreichen, starken, sich durch häufige Spaltung vermehrenden und zuweilen etwas gebündelten Radialrippchen, sowie mit einigen ziemlich markirten, concentrischen Anwachsstreifen versehen.

Das Innere der Ventralklappe zeigt einen stark vertieften, verlängert fünfseitigen Muskeleindruck, der am unteren Ende von einer flachen, breit-leistenförmigen mittleren Erhebung halbirt wird. Im Innern der Dorsalklappe beobachtet man ausser zwei kräftigen divergirenden Zahnplatten einen einfachen, sich nach unten in eine kurze Meridianleiste fortsetzenden Schlossfortsatz. Unter demselben liegt ein vierlappiger Muskeleindruck, von welchem vier sich nach dem Rande zu verästelnde Gefässstämme auslaufen.

Die beschriebene Art stellt das häufigste in den oberdevonischen Schichten von Velbert vorkommende Fossil dar und findet sich sowohl in den schwarzen Schiefern der Prinz Wilhelmgrube als auch in den glimmerigen Sandsteinen bei Hefel.

Unter den mir bekannten europäischen Devonarten kann *Orthis interlineata* Sow. (Davidson, Brit. Devon. Brach. p. 91, tb. 17, f. 18—23) aus dem englischen Oberdevon zum Vergleich herangezogen werden. Diese Art ist der unserigen durch ihre gerundet vierseitige, stark quer ausgedehnte Gestalt, den überaus kurzen Schnabel und die geringe Wölbung des Gehäuses ähnlich. Sie unterscheidet sich aber von der rheinischen Form durch noch grössere Flachheit, besonders der Dorsalklappe, sowie durch das Fehlen des mittleren Sinus und Sattels.

Wenn demnach eine Verwechselung mit der genannten englischen Oberdevonart nicht möglich ist, so könnte eine solche sehr leicht mit einer Form des nordamerikanischen Oberdevon, nämlich *Orthis tioga*, aus den schieferigen Sandsteinen der Chemunggruppe (J. Hall, Palaeontol., N.-York, vol. IV, pl. 8) stattfinden. Denn sowohl im äusseren Umriss wie auch in dem Grade der Convexität beider Klappen, der geringen Länge und Krümmung des Ventralbuckels, dem Vorhandensein eines mittleren Sinus und

Sattels auf der Dorsal- resp. Ventralklappe, sowie endlich auch in der Beschaffenheit der äusseren Rippchen, die Hall als öfters gebündelt beschreibt und von denen in der oberen Hälfte des Gehäuses jede zweite, in der unteren aber jede dritte bis vierte stärker als die benachbarten sein soll — in allen diesen Merkmalen findet eine Uebereinstimmung mit unserer *bergica* statt. Ich würde diese letztere daher ohne Bedenken als Varietät zu *tioga* gezogen haben, wenn nicht Hall den Schlossfortsatz seiner Art als zweitheilig beschriebe, während derselbe bei der rheinischen Form ungetheilt ist. Auch sonst scheint das Innere der kleinen Klappe (vergl. Hall's Abbildungen, Fig. 25 u. 32) etwas von dem der rheinischen Muschel abzuweichen, so dass ich es für besser halte, die letztere mit dem neuen Namen *O. bergica* zu belegen. Auf alle Fälle aber bleibt ihre grosse äussere Aehnlichkeit mit der gleichalterigen amerikanischen Form sehr interessant.

Streptorhynchus umbraculum Schloth.

Taf. I, Fig. 10 u. 11.

— — Davidson, Brit. Devon. Brach. p. 76, tb. 16, 18.

Zu dieser bekannten, weit verbreiteten Devonart möchte ich ein sowohl in den Schiefern der Prinz Wilhelmgrube (Fig. 11) als auch in den Sandsteinen bei Hefel nicht selten vorkommendes, recht beträchtliche Dimensionen erreichendes Fossil rechnen. Denn in zwei Merkmalen, die M'Coy für *umbraculum* (im Gegensatz zum carbonischen *crenistria* Phill.) als charakteristisch anführt, nämlich in der grösseren Convexität der Dorsalklappe und im Vorhandensein eines (in Fig. 12 deutlich hervortretenden) Sinus auf jener Klappe findet eine offenbare Uebereinstimmung mit dem devonischen Typus statt. Nur in der äusseren Schalensculptur spricht sich eine Hinneigung zum carbonischen *crenistria* aus. Denn während nach M'Coy die Zwischenräume der Rippen bei *umbraculum* glatt oder nur mit schwachen und gleichmässigen Querstreifen erfüllt sind, sollen dieselben bei *crenistria* von starken, unregelmässigeren, eine starke Kerbung der Radialrippen erzeugenden Querrunzeln eingenommen werden (vergl. Davidson's Abbildungen l. c. tb. 19, f. 1

und 2). Dies aber ist endlich auch die Beschaffenheit der Quersculptur bei der in Rede stehenden rheinischen Form, so dass diese mit der äusseren Gestalt der devonischen Form eine Sculptur verbindet, die derjenigen der carbonischen Art nahe steht.

Es ist übrigens hervorzuheben, dass Davidson, der an der specifischen Selbständigkeit von *umbraculum* und *crenistria* noch starke Zweifel hegt, gewisse Steinkerne und Abdrücke aus dem englischen Oberdevon (l. c. p. 81, tb. 18, f. 4) nicht zu *umbraculum*, sondern zu *Str. crenistria* zieht.

Chonetes sp.

Ein schlecht erhaltenes Exemplar eines kleinen, stark quer ausgedehnten *Chonetes* aus den Schiefern der Prinz Wilhelmgrube sowie ein Abdruck einer ähnlichen Form aus dem Sandstein von Hefel. Die Längsrippen vermehren sich hie und da durch Dichotomie (oder auch durch Einschaltung?) und sind durch etwa ebenso breite Zwischenräume getrennt. Sie werden von zarten, gedrängten Querstreifen durchschnitten, ähnlich wie bei *Ch. elegans* de Kon. (Monogr. Product. Chonet. pl. 20, f. 13) und *Ch. setigera* Hall und Logani, Norw. & Pratt. (Hall, Pal. N.-York IV, tb. 22). Eine nähere Bestimmung der vorliegenden Reste ist nicht möglich.

Strophalosia productoides Murch.

Taf. II, Fig. 3 u. 4.

— — Davidson, Br. Devon. Brach. p. 97, tb. 19.

Eine im Devon und zwar besonders in dessen jüngeren Niveaus häufige, ausserordentlich weit verbreitete Art. Sie kommt bei Velbert sowohl im Haldengestein der Grube Prinz Wilhelm als auch in den sandigen Schichten bei Hefel vor, woher die beiden abgebildeten Stücke stammen. Ein unvollständiges Stück von der Prinz Wilhelmgrube zeigt dieselbe feine, wellig-runzelige Quersculptur, wie sie Davidson (l. c. Fig. 20) bei Exemplaren bei Phillips' *Str.* (*Productus*) *membranacea* abbildet.

Productus praelongus Sow.

Taf. II, Fig. 1 u. 2.

— — Davidson, Mon. Brit. Devon. Brach. p. 102, tb. 19, f. 22—25.

Eine ziemlich erhebliche Dimensionen erreichende Muschel von 4 seitigem, überwiegend längsausgedehntem Umriss mit kräftigem, stark gekrümmtem Schnabel. Ohren rechteckig, niedergedrückt. Der mittlere Theil der grossen Klappe wird von einer flachen, ziemlich breiten, longitudinalen Einsenkung eingenommen, in deren Mitte sich eine starke, mitunter (Fig. 1) durch eine seichte mittlere Furche getheilte, gerundete Falte erhebt. Auf dieser Falte erheben sich hinter einander einige Stachelröhren. Die seitlichen Theile der Muschel sind mit ziemlich starken, aber etwas ungleichmässigen Radialrippen bedeckt.

Von dieser interessanten Muschel liegt mir ein halbes Dutzend mehr oder minder gut erhaltener Steinkerne aus dem dunkelen Schiefergestein der Prinz Wilhelmgrube vor. Sie stellt weitaus die grösste, mir bis jetzt aus devonischen Ablagerungen bekannt gewordene *Productus*-Art dar.

Die rheinische Form stimmt sehr gut mit den Abbildungen (namentlich mit Fig. 24 u. 25) überein, welche Davidson (l. c.) von einer häufigen, aber ebenfalls nur in Steinkernen vorkommenden Muschel aus den schieferig-sandig oberdevonischen Marwood- und Piltonbeds von North Devon und West Somerset gegeben hat, nur dass die englische Form kaum halb so gross ist, als die deutsche. Beiden Formen gemein ist die vierseitige, verlängerte Gestalt, der stark gebogene Ventralbuckel, die mittlere Einsenkung der Ventralklappe, die sich darin erhebende, mit Stacheln besetzte Längsfalte und die Radialrippen auf den Seiten.

Wenn ich demnach die rheinische Form mit gutem Recht mit dem Sowerby'schen *Productus praelongus* identificiren zu dürfen glaube, so kann ich doch andererseits meine Bedenken in Betreff der specifischen Selbständigkeit dieser Art nicht ganz unterdrücken. Sie besitzt nämlich so grosse Aehnlichkeit mit Phillips' carbonischem *mesolobus* (vergl. Davidson, Brit. Carbonif. Brach. tb. 31, f. 6—9), dass es mir fraglich erscheint, ob beide Formen mit Recht getrennt werden. Nach M'Coy und Davidson soll der

Hauptunterschied beider Formen darin liegen, dass die seitlichen Theile bei *mesolobus* glatt, bei *praelongus* dagegen gerippt sind. Stücke, wie das von Davidson l. c. Fig. 6 abgebildete, zeigen indess, dass Rippen auch der carbonischen Art wenigstens nicht gänzlich fehlen. Es scheint mir daher noch etwas fraglich, ob man beide Formen auf die Dauer wird getrennt halten können. Will man indess an der Selbständigkeit der devonischen Form festhalten, so müsste man den Hauptnachdruck legen: 1) auf die stärkere Entwickelung der seitlichen Rippen und 2) auf das Beschränktsein der Stachelröhren der Ventralklappe auf die Mittelrippe, während bei *mesolobus* die Stacheln über die ganze Schale zerstreut sind.

Productus sp.

Taf. II, Fig. 5.

In den glimmerigen Sandsteinen von Hefel hat sich noch ein anderer *Productus* gefunden, von dem aber leider nur der einzige abgebildete Abdruck der Dorsalschale vorliegt. Die stark concave, ungemein stark in die Quere ausgedehnte Klappe hat eine glatte, nur mit schwachen, etwas welligen Querstreifen bedeckte Oberfläche. Dieselbe war mit sehr zahlreichen dünnen, über die ganze Schale zerstreuten Stachelröhrchen bedeckt, die im Abdruck natürlich als vertiefte, Nadelstich-ähnliche Punkte erscheinen müssen.

Crania trigonalis M'Coy.

Taf. I, Fig. 6.

— — Davidson, Brit. Carbon. Brach. p. 196, tb. 48, f. 14.

Nach der von Davidson gegebenen Abbildung zeichnet sich die freie Klappe dieser Art durch flach konische Gestalt, einen gerundet vierseitigen, trapezförmigen Umriss, nahe an die kürzeste Seite des Trapezes herangerückten Scheitel und von demselben auslaufende gedrängte, markirte, nach dem Rande zu durch Spaltung vermehrte Rippen aus.

Mit dieser dem irischen Kohlenkalk angehörigen Form stimmt ein von mir in den glimmerigen Sandsteinen bei Hefel gefundener

Abdruck der kegelförmigen Oberschale in allen Stücken gut überein. M'Coy hatte die Art ursprünglich zu *Orbicula* gerechnet, Davidson stellte sie zu *Crania*, jedoch mit Zweifel, da auch ihm das Innere unbekannt war. Der von mir abgebildete Abdruck der Innenseite der Oberschale zeigt, dass Davidson's Classification die richtige war.

Die beschriebene Art ist die einzige in unserer Fauna, welche bisher nur aus dem Kohlengebirge bekannt war.

Cyathophyllum? sp.

Sowohl in den schwarzen Schiefern der Prinz Wilhelmgrube als auch im Sandstein von Hefel finden sich nicht selten bis ein paar Zoll lang werdende, hornförmig gestaltete Einzelkelche einer rugosen Koralle, die vielleicht zu dieser Gattung gehören.

Arten aus dem Culm von Aprath.

Die Versteinerungen der Culmschiefer von Aprath sind bereits im Jahre 1857 Gegenstand einer Dissertation Seitens des seitdem verstorbenen J. H. Sarres gewesen. (*De petrefactis quae in schisto posidonico prope Elberfeldam urbem inveniuntur. Dissert. inauguralis. Berolini* 1857.) Trotzdem dieselbe manches Neue enthält — der Verfasser beschreibt unter Anderem 3 neue Producten, sowie ein *Pleurodictyum* — so ist die Arbeit doch fast ganz unbekannt geblieben. Nicht einmal Herr von Dechen in seiner sonst so vollständigen Uebersicht der mineralog. und geolog. Literatur der Provinzen Rheinland-Westfalen (Bonn, 1872) erwähnt dieselbe. Schon dieser Umstand liess es mir nützlich erscheinen, neue Mittheilungen über die Aprather Fauna zu geben und die 3 Producten, die Sarres beschrieben, aber nicht bildlich dargestellt hat, abbilden zu lassen. Herr Geheimrath Beyrich stellte mir zu diesem Zweck die im hiesigen Universitätsmuseum aufbewahrten Originalien des Herrn Sarres gütigst zur Verfügung.

Ich selbst hatte den Vortheil, bei Aprath unter der localkundigen Führung des Herrn Pastor Heinersdorff aus Elberfeld sammeln zu können und in Folge dessen in kurzer Zeit eine sehr gute Ausbeute zu machen. Unter den von mir gefundenen Fossilien lege ich einen besonderen Werth auf vollständige Exemplare zweier wichtigen *Phillipsia*-Arten. Ich habe dieselben auf Tafel III abbilden lassen und freue mich darüber umsomehr, als in der Literatur bis jetzt noch keine einzige Abbildung eines vollständigen rheinischen Culmtrilobiten existirt und deshalb die Frage, welche der sich so häufig findenden isolirten Köpfe und Schwänze als zusammengehörig zu betrachten seien, noch keineswegs entschieden war.

In Betreff des Erhaltungszustandes der Aprather Culmversteinerungen bemerke ich, dass dieselben fast ausnahmslos in Steinkernen und Abdrücken vorkommen, welche letztere indess in den dünnschichtigen, meist etwas kieseligen bis wetzschieferähnlichen Schiefern mitunter von grosser Schönheit sind.

Phillipsia aequalis H. v. Meyer.

Taf. III, Fig. 7 u. 8.

Calymene (?) *aequalis* v. Meyer, N. Acta Acad. Leopold. Carol. XV, 2, p. 100, tb. 36, f. 13, 1831.

Cylindraspis latispinosa Sandberger, Rhein. Schicht. Nass., p. 33, tb. 3, f. 4, 4a (excl. caet.)

Proetus laevi-cauda Sarres, Dissert. p. 28 (ex parte?)

Die Autoren, welche nach H. v. Meyer den Namen *aequalis* gebraucht haben, Burmeister, Emmrich, Sandberger, Sarres, F. Römer, v. Könen, haben darunter sehr Verschiedenes verstanden. Ein Blick auf die betreffenden Abbildungen und Beschreibungen zeigt, dass der mit jenem Namen belegte Trilobit bald ein längliches, spitz zulaufendes, bald ein kurzes, breites Kopfschild besitzen, bald mit längeren, bald mit kürzeren Hörnern an den Hinterecken ausgestattet sein, bald eine breite, fast cylindrische, bald eine spitz zulaufende, spindelförmige Glabella haben soll. Das sind so grosse Unterschiede, dass die fraglichen Trilobiten unmöglich alle derselben Art angehören können.

Zur Feststellung der Charaktere der Species muss man auf die alte, aber gar nicht so üble Abbildung H. v. MEYER's zurückgehen, welche sich auf Reste eines Trilobiten von Herborn bezieht. Das von MEYER abgebildete Kopfschild besitzt einen hochparabolischen, an der Stirn etwas spitzbogig gebrochenen Umriss und eine schlanke, spindelförmige Glabella, deren Breite hinter derjenigen der Seitentheile etwas zurückbleibt. Seitenfurchen sind auf ihr nicht wahrzunehmen. Die Hinterecken des Kopfschildes sind zwar etwas zugespitzt, aber nicht in Hörner verlängert.

Die Sammlung unserer Landesanstalt besitzt nun ein Kopfschild mit noch erhaltener Kalkschale von Herborn, welches im Umriss wie auch in der Form der (übrigens ungefurchten) Glabella sehr gut mit H. v. MEYER's Abbildung übereinstimmt. Es unterscheidet sich von der letzteren lediglich durch das Vorhandensein von Hörnern, die indess kaum die halbe Länge des Kopfes erreichen. Dieser scheinbare Unterschied erklärt sich indess daraus, dass unser Stück zu den seltenen bei Herborn zu machenden Funden mit noch erhaltener Schale gehört, während das von MEYER abgebildete Stück offenbar nur Steinkern war. Ich glaube daher nicht fehl zu gehen, wenn ich annehme, dass die Art stets mit Hörnern versehen war, wenn dieselben auch erheblich kürzer blieben, wie bei der folgenden Species.

Was nun den Taf. III, Fig. 7 in natürlicher Grösse abgebildeten Trilobiten von Aprath betrifft, so stimmt das Kopfschild vollständig mit dem oben beschriebenen Herborner sowie mit H. v. MEYER's Abbildung überein und ich zweifle daher nicht, dass die Aprather Form wirklich dessen *aequalis* entspricht.

Ich gehe nun zu einer kurzen Beschreibung meines Aprather Steinkerns über.

Kopfschild von hoch-parabolischem, vorn etwas spitzbogig gebrochenem Umriss, wenig breiter als lang. Um dasselbe läuft ein verhältnissmässig breiter, flacher, (auch auf der äusseren Schale) parallelgestreifter Randsaum [der ursprünglich an den Hinterecken in nicht sehr lange Hörner ausgezogen war]. Die ziemlich stark gewölbte, scharf begränzte Glabella ist hinten etwa so breit, als die Seiten, verjüngt sich nach vorn allmälig und

endigt unweit des Randsaums mit gerundeter Spitze. Seitenfurchen [auch auf dem Herborner Exemplar] nicht mit Bestimmtheit erkennbar. Nackenfurche tief, Nackenring breit, mit einem kleinen, mittleren Tuberkel (Fig. 8 und mein Herborner Kopf). Verlauf der Gesichtsnähte aus Fig. 7 u. 8 ersichtlich. Augen schmal, halbmondförmig, reticulirt, etwa in der Mitte zwischen Stirn- und Hinterrand liegend und nahe an die Glabella herangerückt. Das ganze Kopfschild, besonders die Glabella, ist fein granulirt.

Der Rumpf zählt an meinem Aprather Stücke nur 8 Ringe. Dies hängt indess offenbar mit dem noch unausgewachsenen Zustande des fraglichen Exemplars zusammen, da ältere Individuen wahrscheinlich mindestens 9 Rumpfringe besitzen. Die Axe ist ziemlich breit, die Pleuren schwach umgebogen und durch eine starke, wenn auch nicht lange Furche getheilt.

Pygidium von halb-elliptischem Umriss, etwas kürzer als das Kopfschild, von einem ziemlich breiten, glatten, ebenfalls parallel gestreiften Randsaum umgeben. Axe bis an den Randsaum reichend und ziemlich spitz endigend. Sie ist sehr schwach gegliedert, ihr Abdruck sogar fast glatt. Auch die Seiten sind nur undeutlich gegliedert.

Um nun zum Schluss noch einige Mittheilungen über die von verschiedenen Autoren unter dem Namen *aequalis* gegebenen Abbildungen zu machen, bemerke ich, dass der von BURMEISTER (Organisat. d. Trilobiten, tb. 5, f. 3) als *Archegonus aequalis* nach einem Original des hiesigen Universitätsmuseums abgebildete Trilobit von ALTWASSER in Schlesien mit einer nach der Stirn zu nicht verschmälerten, sondern erweiterten Glabella unmöglich zu H. v. MEYER's Art gehören kann, wie dies denn auch schon von den Brüdern SANDBERGER (Rhein. Schichtens. Nassau p. 33) hervorgehoben worden ist. Aber auch die von F. RÖMER aus den Culm-Schiefern von Bautsch in Mähren (Geologie von Oberschlesien, tb. 6, f. 6) abgebildete und fraglich auf *Phillipsia latispinosa* SANDB. = *aequalis* H. v. MEYER bezogene Form mit breitem, flachbogig begränzten Kopfschild und sehr breiter, nach vorn zu nicht verjüngter Glabella muss ich für eine ganz verschiedene Art halten. Was weiter den von EMMRICH (Schulprogramm 1844, f. 6) als

Phillipsia aequalis abgebildeten Kopf von Herborn betrifft, so möchte ich denselben mit Herrn von KÖNEN (Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1879, p. 312) für wenig glücklich restaurirt halten. Die kurzen Hörner scheinen auf die Zugehörigkeit zu H. v. MEYER's Art hinzuweisen und auch die Gestalt der Glabella würde nicht gerade dagegen sprechen. Das von den Gebrüdern SANDBERGER (l. c. tb. 3, f. 4) abgebildete Kopfschild endlich möchte ich, auch wenn es nach vorn nicht ganz so spitz zuläuft, wie bei meinem Herborner und Aprather Exemplar, dennoch auf *aequalis* beziehen. Die Naht verläuft nach den nassauischen Autoren vor dem Auge etwas stärker nach auswärts, als bei der Aprather Form. Die von denselben Gelehrten mit dem erwähnten Kopfe zu einer Art verbundenen Rumpf- und Schwanzreste dagegen gehören sicherlich einer anderen Art an. Denn jene Schwänze sind nicht blos breiter und kürzer, sondern auch ohne Randsaum und — was das wichtigste ist — auf der Axe wie auf den Seiten deutlich gegliedert, während der Schwanz der Aprather Form im Gegentheil nur sehr schwach gegliedert ist.

Phillipsia longicornis n. sp.

Taf. III, Fig. 9, 10.

Der zweite von mir bei Aprath gefundene vollständige Trilobit, der in Fig. 9 in natürlicher Grösse, in 9a in 3facher Vergrösserung abgebildet ist, dürfte wohl ohne Zweifel eine von *Ph. aequalis* verschiedene Art darstellen.

Das Kopfschild ist breiter, als bei H. v. MEYER's Art und läuft nach der Stirn nicht spitz zu, sondern endigt hier vielmehr mit flachbogiger Contour. Es wird von einem ganz ähnlichen Randsaum umgeben, wie *aequalis*, nur dass derselbe an den Hinterecken zu langen, der Gesammtlänge des Kopfschildes gleichkommenden Hörnern ausgezogen ist — ein Unterschied, der schon allein zur specifischen Unterscheidung der in Rede stehenden Form hinreichen würde. — Die Glabella ist verhältnissmässig schmäler, als bei *aequalis*, aber nach vorn etwas schwächer verjüngt. Sie reicht bis in die Nähe des Randsaums und endigt hier mit ziemlich

breiter Rundung. Von einer Furchung derselben ist Nichts wahrzunehmen. Der Nackenring meines Stückes ist schlecht erhalten, ich kann daher über seine Form nichts Genaueres aussagen. Die Form und Lage der Augen sowie der Verlauf der Gesichtsnähte bei der fraglichen Art stimmen wesentlich mit *Ph. aequalis* überein.

Der Rumpf zeigt auch bei dem in Rede stehenden Stücke nicht die volle Zahl von Ringen, sondern nur 7, was ebenfalls mit dem jugendlichen Zustande, ausserdem aber auch mit einer geringen Aufschiebung des Kopfes auf den Rumpf zusammenhängt, durch die der Nackenring fast ganz zerstört worden ist. Axe ziemlich stark gewölbt, erheblich schmäler als die Seiten. Pleuren durch starke, weiter als bei *aequalis* zurückreichende Furchen getheilt.

Schwanzschild in Umriss und Beschaffenheit des Randsaums nicht erheblich von *aequalis* verschieden. Dagegen ist die ziemlich stark gewölbte Axe vergleichsweise schmäler und, ebenso wie die Seiten, deutlich gegliedert. Auf der Axe zähle ich etwa 14, auf den Seiten 8 Ringe. Die Seitenringe sind, ähnlich wie die Pleuren, durch starke, schon in der Mitte der Ringe beginnende Randfurchen gespalten.

Das Fig. 10 abgebildete isolirte Randschild eines Kopfes möchte wohl ebenfalls unserer neuen Art angehören.

Zu dieser Art gehört sehr wahrscheinlich auch ein vollständiges sich im Besitz unserer Sammlung befindliches Exemplar eines kleinen Trilobiten von Herborn. Derselbe besitzt bei ähnlich contourirtem Kopfschilde noch längere, der ganzen Körperlänge gleichkommende Hörner. Die ganze Körperaxe sammt der Glabella ist verhältnissmässig breiter, als bei der Aprather Form, aber der Abdruck des Schwanzes zeigt dieselbe kräftige Gliederung und die Pleuren dieselbe Spaltung durch tiefe, lange Furchen. Da es bekannt ist, dass bei vielen Trilobiten bei sonst wesentlich gleichbleibenden Merkmalen breite kurze und schmale lange Formen nebeneinander vorkommen (Unterschiede, die von manchen Forschern, wie Salter, vielleicht nicht mit Unrecht als sexuell gedeutet werden), so würde auch das fragliche Herborner Exemplar als breite Form des Fig. 9 abgebildeten Aprather *longicornis* angesehen werden können.

Eine andere, ebenfalls breite Form unserer Art stellt vielleicht auch RICHTER's langhörniger *Proetus posthumnus* (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XVI, tb. 3, f. 1) aus dem thüringischen Culm dar.

Es ist möglich, dass die Brüder SANDBERGER zu ihrer *Cylindraspis latispinosa* (= *C. aequalis* H. v. MEYER) auch zu *longicornis* gehörigen Reste gezogen haben; allein thatsächliche Anhaltspunkte habe ich für diese Annahme nicht. Die Beschreibung und Abbildung, welche die genannten Forscher vom Kopfschild von *latispinosa* geben, passt ganz gut auf *aequalis*, und was die von ihnen zu *latispinosa* gerechneten Schwänze betrifft, so können dieselben bei dem völligen Mangel eines Randsaums weder zu *aequalis* gehören — wie Herr VON KÖNEN (l. c. p. 312 u. 315) annimmt — noch auch zu *longicornis*. Es würde daher auch ganz ungerechtfertigt sein, wenn ich etwa den SANDBERGER'schen Namen *latispinosa* für meine langhörnige Art beibehalten wollte.

Phillipsia cnf. Eichwaldi FISCH.

Taf. III, Fig. 6.

Es liegt mir von Aprath ein Kern eines ungewöhnlich grossen Schwanzschildes vor. Dasselbe ist von kurz-halbelliptischem Umriss und besitzt einen breiten, parallel-gestreiften, schwach concaven Randsaum, der ein paar Millim. tiefer liegt, als das übrige Pygidium. Die deutlich begränzte Axe ist schwach gewölbt und sehr breit und endigt schon in einiger Entfernung vom Randsaum mit stumpf gerundeter, noch immer sehr breiter Spitze. Sie besteht aus 10—12 deutlichen Ringen. Die Seiten sind sehr schwach gewölbt und lassen 8—9 mässig starke, nach dem Randsaum zu verschwindende Ringe erkennen, die (wenigstens auf dem vorliegenden Steinkerne) nicht durch Furchen getheilt sind.

Das beschriebene Pygidium erinnert durch seine kurz-elliptische Gestalt und breite Axe an FISCHER's *Ph. Brongniarti* (DE KONINCK, Anim. foss. calc. carb. etc. pl. 53, f. 7) aus dem belgischen Kohlenkalk, mit dem DE KONINCK auch den ähnlichen von PHILLIPS (Geol. Yorkshire II, p. 239, tb. 22, f. 4) unter der Bezeichnung *Asaphus obsoletus* abgebildeten Schwanz vereinigt. Beide Arten

erklärt v. Möller (Trilob. d. russ. Steinkohlenformation, Separatabz. aus Bull. Soc. Imp. Natural. Moscou 1867, p. 14, 74) für synonym mit *Phillipsia* (*Asaphus*) *Eichwaldi* Fisch. Indess endigt die Axe des Aprather Schwanzes noch etwas stumpfer, als bei dem oben angezogenen, von de Koninck abgebildeten und gleicht in dieser Hinsicht mehr dem von Phillips abgebildeten Pygidium. Noch spitzer endigt die Axe bei der Abbildung, die Herr v. Möller (l. c. Fig. 3) von dem Schwanze des russischen *Eichwaldi* giebt.

Phillipsia sp.

Taf. III, Fig. 11.

Ein anderes Aprather Pygidium zeichnet sich bei mässiger Grösse durch kurzelliptischen Umriss und flach gewölbte Axe und Seiten aus. Die Axe ist in der Mitte schwach kielförmig erhoben, erheblich schmäler als die Seiten, verjüngt sich nach hinten rasch und läuft in einiger Entfernung vom Rande in eine schmale, dolchförmige Spitze aus. Man zählt auf der Axe 13 deutliche Ringe. Auf den Seiten liegen 9 markirte, flach-bogige Rippen, die schon in geringer Entfernung von der Axe durch eine nach dem Rande zu ziemlich breit werdende Mittelfurche getheilt werden. In der Nähe des Randes verschwinden die Rippen und es entsteht dadurch eine Art glatter Randsaum.

Die auszeichnenden Merkmale des beschriebenen Schwanzes liegen in seiner kurzen, breiten Gestalt, seiner Flachheit, der deutlichen Gliederung von Axe und Seiten sowie in der langen, dolchförmigen Endigung der in der Mitte etwas kielförmig erhobenen Axe. Auch bei der bekannten *Ph. mucronata* M'Coy läuft die Axe in eine lange Spitze aus, aber hier ist das ganze Hinterende des Pygidiums in eine Spitze ausgezogen.

Ich kenne keine ähnliche Art.

Sarres beschreibt (l. c. p. 30) noch eine

Phillipsia emarginata n. sp.

Die Glabella dieser Form soll nach der Stirn zu erweitert sein, so dass hier ein *Griffithides* vorliegen würde. Sie soll ein

Paar Seiten-Furchen besitzen, welche jederseits an der Basis einen 3 eckigen Lappen abscheiden. 9 Rumpfringe.

Das Schwanzschild wird als lang und zugespitzt (*subacuminatum*) und von einem glatten Randsaum umgeben beschrieben. Axe mit 15, Seiten mit 8 Ringen.

Ich kenne diese Form nicht aus eigener Anschauung, da das Original in der Universitätssammlung nicht vorhanden ist.

Cypridina subglobulosa Sandb.

Sandberger, l. c. p. 6, tb. 1, f. 4.

Diese Art ist bei Aprath nicht selten, aber wenig gut erhalten.

Goniatites crenistria Phill.

Sandberger, tb. 5, f. 1.
Sarres, p. 27.

Goniatites mixolobus Phill.

Sandberger, tb. 3, f. 13; tb. 5, f. 1.
Sarres, p. 27.

Orthoceras scalare Goldf.

Sandberger, tb. 19, f. 5.
Sarres, p. 28.

Orthoceras striolatum H. v. Meyer.

Sandberger, tb. 19, f. 3.
Sarres, p. 28.

Pleurotomaria sp.

Sarres (Dissert. p. 26) beobachtete Fragmente von Pleurotomarien, die wahrscheinlich mehr als einer Art angehören.

Posidonia Becheri Bronn.

— *acuticosta* Sandberger, tb. 30, f. 9.
Sarres, p. 26.

Alle diese 5, im rheinischen Culm so häufige Arten sind auch bei Aprath vertreten.

Pecten densistria Sandb.

— — Sandberger, p. 296, tb. 30, f. 12.
— — Sarres, p. 24.
— — v. Könen, Neues Jahrb. f. Min. 1879, p. 327, tb. 6, f. 2

Es liegt ein guter Abdruck der rechten Klappen vor, der mit der von Herrn von Könen gegebenen Abbildung gut übereinstimmt, nur dass das Byssusohr etwas stärker vorspringt. Mit der Abbildung der Brüder Sandberger stimmt mein Stück weniger gut überein.

Sarres beschreibt (p. 24) noch einen *Pecten plicatus* n. sp., den er mit *densistria* vergleicht, von dem sich seine Art indess durch ungleich grosse Ohren unterscheiden soll. Da aber auch die Ohren von *densistria* nicht gleich gross sind, so kann Herr v. Könen mit seiner Vermuthung, dass die Sarres'sche Art mit *densistria* ident sei, Recht haben.

Pecten cnf. grandaevus Goldf.

Sarres, p. 26.

Sarres beschreibt (l. c. p. 22) unter dem Namen *P. marginatus* eine Art, die er mit dem bekannten Goldfuss'schen *grandaevus* (= *subspinulosus* Sandb. l. c. tb. 80, f. 11) vergleicht, die sich aber durch Ungleichseitigkeit [dieselbe kommt auch *grandaevus* zu], stärkere Breitenausdehnung, schwächere bis fehlende Längsfalten auf den Ohren, Fehlen der für *grandaevus* charakteristischen knotenförmigen Höcker auf den Radialfalten, sowie endlich durch dichter stehende Anwachsstreifen unterscheiden soll.

Die Prüfung des im hiesigen Museum aufbewahrten Originals hat meine Zweifel, ob nicht doch nur ein schlecht erhaltener Abdruck von *P. grandaevus* vorliegt, nicht zu zerstreuen vermocht.

Pecten Losseni v. Könen?

Neues Jahrb. f. Min. p. 328, tb. 6, f. 1.

Zu dieser neuen Art ist Herr von Könen geneigt, den durch Sarres (p. 24) als *linteatus* Goldf. (Petref. Germ. II, tb. 114, f. 9) beschriebenen *Pecten* zu rechnen. Das Original befindet sich nicht im hiesigen Museum.

Rhynchonella? papyracea A. Röm.

Terebratula — A. Röm., Beitr. z. Kenntn. d. n. w. Harzgeb., I, p. 48, tb. 8, f. 3 (1850).
Rhynchonella — Sarres, l. c. p. 15.

Streptorhynchus crenistria Phill.

Taf. III, f. 12.

— — Davidson, Monogr. Brit. Carbonif. Brach. tb. 26, 27.

Diese bekannte, weitverbreitete Leitform des Kohlengebirges kommt in sehr kleinen Individuen auch bei Aprath vor. Ich habe dort einige sehr deutliche Exemplare gesammelt. Der kaum gekrümmte Schnabel, die verhältnissmässig hohe, rechtwinkelig zur Längsaxe der Muschel stehende, in der Mitte von einer dreieckigen Oeffnung durchbrochene Area und die starken, sich nach dem Rande zu durch Einschiebung vermehrenden Radialstreifen lassen an der Zugehörigkeit der nur wenige Mill. lang und breit werdenden Form zur Phillips'schen Art keinen Zweifel.

Strophomena analoga Phill.

— — Davidson, l. c. tb. 28.

Von dieser Art liegt ein deutlicher Steinkern vor.

Chonetes Laguessiana de Kon.

Taf. III, f. 17—18.

— — de Koninck, Monogr. Product. Chonet. p. 198, tb. 20, f. 6.
— *Hardrensis* Phill., Davidson, Mon. Br. Carbon. Brach. p. 186, tb. 47, f. 12—25.
— *tuberculata* M'Coy, Sarres, l. c. p. 18 (*ex parte*).

Eine kleine, kaum über 8 Millim. lang und 16 Millim. breit werdende, halbkreisförmige, stets stark quer ausgedehnte, convexconcave Muschel. Die grösste Breite liegt im Schlossrand oder zwischen diesem und der Mitte. Der Ventralbuckel ist klein und hängt nicht über den Schlossrand über, die Area ist mässig gross, und in der Mitte von einer dreieckigen, durch ein Pseudodeltidium überdeckten Oeffnung durchbrochen. Auf jeder Seite des Buckels treten auf der Ventralklappe in der Nähe des Schlossrandes 2—3 schräg nach aussen gerichtete Stachelröhren auf. Die Oberfläche der Schale ist mit zahlreichen fadenförmigen Radialrippchen be-

deckt, die sich durch häufig wiederholte, in verschiedener Entfernung zwischen Buckeln und Rand stattfindende Spaltung vermehren und deren man am Rande zwischen 50 und 70 zählt.

Diese Art ist bei Aprath häufig. Sie stimmt gut mit den Beschreibungen und Abbildungen überein, die de Koninck und Davidson von der Muschel des belgischen und englischen Kohlenkalks gegeben haben.

Sarres hat die Art auf M'Coy's *Ch. tuberculata* bezogen, eine Art des irischen Kohlenkalks, die sich nach de Koninck (Mon. Prod. Chon. 222, pl. 19, f. 4) von der ihr ähnlichen *Laguessiana* durch die eigenthümliche Sculptur ihrer Rippen unterscheiden soll, welche in der ersten Hälfte glatt, in der zweiten aber mit einer Anzahl kleiner Tuberkel versehen sind[1]). Die in der hiesigen Universitätssammlung aufbewahrten Originalexemplare von Sarres lassen indess nichts von einer derartigen Sculptur erkennen. Dagegen kommt bei Aprath eine andere Art (*Ch. rectispina*) vor, welche granulirte Rippen besitzt. Sie ist es wahrscheinlich, bei der Sarres die Granulation beobachtet hat, die er, da er bei Aprath nur eine Chonetes-Art annahm, allen dort vorkommenden Choneten zugeschrieben hat.

Chonetes rectispina v. Könen?

Taf. III, Fig. 13, 14.

Chonetes rectispina v. Könen, Neues Jahrb. f. Min. 1879, p. 327, tb. 7, f. 4.
? *Chonetes longispina* A. Röm., Beitr. n. w. Harzgeb. I, p. 47, tb. 8, f. 2, 1850.

Eine bei Aprath ziemlich häufige, bis 8 Millim. lang und 12 Milim. breit werdende Art von halbkreisförmigem, stets in die Quere ausgedehntem Umriss. Die grosse Klappe mässig stark convex, die kleine entsprechend concav. Die Oberfläche ist mit zahlreichen feinen, oft dichotomirenden Rippchen bedeckt, deren am Rande 80 oder mehr liegen. Unter der Lupe zeigen sie bei

---

[1]) Davidson (l. c. p. 191) scheint die Selbständigkeit der M'Coy'schen Art nicht anerkennen zu wollen, da er sie als »very doubtfull so termed species« anführt.

erhaltener Schale oder im Abdruck eine ziemlich starke Granulation. Das auszeichnendste Merkmal der Art aber liegt in dem Vorhandensein von 2 (oder vielleicht auch 3) langen, nahezu rechtwinkelig zum Schlossrande stehenden Stachelröhren auf jeder Seite des Ventralbuckels.

Die Art, die Herr von Könen unlängst aus dem Culm von Herborn beschrieben, ist mit der Aprather wahrscheinlich ident. v. Könen zählte am Rande gegen 100 Rippen, über deren etwaige Granulation indess keine Angaben gemacht werden. Vielleicht gehört hierher auch A. Römer's *Chon. longispina* aus dem Culm von Lautenthal, die 2 lange, ähnlich stehende Stacheln auf jeder Seite des Ventralbuckels und am Rande 80 Rippchen besitzt. Sie weicht nur durch stärkere Querausdehnung und etwas flügelförmig vortretende Seitenecken ab [1].

Möglicherweise könnte sich unsere Art auch mit der schon vor langer Zeit durch M'Coy aus dem irischen Kohlenkalk beschriebenen (Carbon. foss. Ireland, tb. 21, f. 9; de Koninck, Mon. Product. Chonet. tb. 20, f. 11) *Chon. perlata* decken, einer kleinen, ebenfalls stark quer ausgedehnten, fein gerippten Form mit vier rechtwinkelig stehenden Stachelröhren auf jeder Seite des Wirbels. Die Beschreibung M'Coy's ist indess zu unvollständig, um hierüber in's Klare zu kommen [2].

Auch in den jüngsten Devonbildungen des Staates N.-York, in den Chemung-Schichten, kommt eine verwandte Art vor, *Ch. setigera* Hall (Palaeont. N.-York IV, p. 129, tb. 21, 22). Dieselbe stimmt in ihrer halbkreisförmigen, quer ausgedehnten Gestalt und den 2—3 nahezu rechtwinkeligen, sich auf jeder Seite des Schlossrandes erhebenden Stacheln ganz mit der oben beschriebenen Muschel überein und unterscheidet sich von derselben nur durch die geringere Zahl der Rippen (36—50).

---

[1]) Ist die Römer'sche Muschel wirklich ident, so würde der Name *longispina* die Priorität haben.

[2]) Davidson (Mon. Brit. Carbon. Brach. p. 189) will der fraglichen Form die specifische Selbständigkeit absprechen und betrachtet sie als Varietät seiner *Hardrensis* (= *Languessiana*).

Chonetes Buchiana de Kon.

Taf. III, Fig. 16.

— — de Koninck, Mon. Product. Chonet. p. 218, tb. 20, f. 17.

— — Davidson, Mon. Br. Carbon. Brach. p. 184, tb. 47, f. 1—7.

Von dieser leicht erkennbaren, bereits aus dem Carbon Englands, Belgiens und der Alpen (Bleiberg) bekannt gewordenen Art liegt nur ein Steinkern einer sehr kleinen, in Fig. 16 dreifach vergrösserten Ventralschale vor. Dieselbe ist halbkreisförmig, stark in die Breite ausgedehnt und von mässig starker Wölbung. Area mässig hoch, mit mittlerer Oeffnung und Pseudodeltidium versehen. Die im Vergleich zu den beiden vorigen Arten sehr kräftigen Rippen sind durch nahezu ebenso breite Zwischenräume getrennt. Die mittleren Rippen sind alle einfach, die seitlichen aber hie und da gespalten. Man zählt ihrer am Rande im Ganzen gegen 30. Von der Quersculptur, die Davidson (l. c. tb. 55, f. 12) abgebildet hat, ist an meinem Steinkerne nichts wahrzunehmen.

Chonetes polita M'Coy.

Taf. III, Fig. 15.

— — Davidson, Br. Carb. Brach. p. 190, tb. 47, f. 8—11.

Die einzige bekannte völlig glatte, nur mit schwachen concentrischen Anwachsstreifen bedeckte Art. In diesem Merkmal, sowie in der sehr starken Querausdehnung und der beträchtlichen, namentlich am Buckel und in der Mittellinie starken Convexität der Ventralklappe stimmt die Aprather Form gut mit Davidson's Abbildungen überein.

Es liegen mir zwei Steinkerne der Ventralklappe vor.

Productus laevipunctatus Sarres.

Taf. III, Fig. 5.

— — Sarres, dissertat. p. 21.

Eine kleine Form aus der nächsten Verwandtschaft des bekannten carbonischen *Prod. sublaevis* de Koninck (Monogr. Product. Chonet. p. 75, pl. 7, f. 1; Davidson, Brit. Carbon. Brach.

p. 177, tb. 31, f. 1—2) = *humerosus* Sow.[1]), die mit demselben in der vierseitigen, längs ausgedehnten Gestalt, dem langen, stark gekrümmten Wirbel und dem Vorhandensein eines schmalen, furchenförmigen Sinus auf der Mitte der Ventralklappe übereinstimmt, die sich aber von jener Art durch die Glätte der Schale und eine eigenthümliche, aus kleinen knotenförmigen Tuberkeln bestehende Sculptur der Epidermis auszeichnet (Fig. 5 a).

Von dieser Form liegt mir das Originalstück von Sarres vor, ein vortrefflicher Abdruck der Ventralklappe, nach deren Abguss meine Abbildung Fig. 5 angefertigt worden ist, und ausserdem noch ein kleinerer Steinkern. Ich war längere Zeit ungewiss, ob die Form nicht doch mit *humerosus* zu vereinigen sei, da bekanntlich die Radialstreifung dieser Art durch Abreibung leicht verloren geht. Allein bei der vortrefflichen Erhaltung der Oberfläche (wenn auch nur im Abdrucke) würde eine solche Annahme wenig Wahrscheinlichkeit haben; ausserdem aber ist eine ähnliche Sculptur der Epidermis, wie sie oben beschrieben wurde, bei *humerosus* meines Wissens noch nie beobachtet worden. Es scheint daher geboten, die Sarres'sche Art bis auf Weiteres als selbständige Species anzusehen.

Prod. humerosus (*sublaevis*) selbst glaubt Herr von Koenen im Culm von Herborn beobachtet zu haben (Neues Jahrb. f. Mineral. 1879, p. 326).

Productus plicatus Sarres.

Taf. III, Fig. 1 u. 2.

— — Sarres, Dissertat. p. 20.

? *Productus Carringtonianus* Davidson, Brit. Carb. Brach. p. 274, tb. 55, f. 5.

Sarres beschreibt diese Art als deprimirt, von halbkreisförmiger, quer ausgedehnter Gestalt (Breite : Länge = 13 : 8), mit schwach gewölbter Ventralklappe und niedrigem, schwach gekrümmtem Schnabel. Die äussere Oberfläche soll mit ca. 16 etwas unregel-

[1]) Davidson hat neuerdings die interessante Beobachtung gemacht, dass die mit dem Namen *Pr. humerosus* belegten Kerne nichts weiter als Steinkerne des Inneren von *sublaevis* darstellen (Supplement Carbonif. Brach. p. 306, 1880). Da der Sowerby'sche Namen älter ist, als der de Koninck'sche, so muss die Species fortan als *humerosus* bezeichnet werden.

mässigen, flachen, concentrischen Querringen, sowie mit ca. 30, in concentrischen Reihen über die ganze Oberfläche vertheilten Stachelröhren bedeckt sein. Die Unterschiede von *Prod. punctatus* Mart. findet der Autor in weniger zahlreichen, unregelmässiger angeordneten Querringen und im Fehlen eines Sinus, durch welches letztere Merkmal die Aprather Form auch von *plicatilis* Sow. und anderen verwandten Formen unterschieden sein soll. Während Herrn Sarres nur ein paar schlecht erhaltene Stücke zu Gebote standen, hatte ich das Glück, einige ausgezeichnet gut erhaltene Exemplare (Fig. 1 u. 2) aufzufinden. Die auszeichnenden Merkmale der Muschel liegen in ihrem halbkreisförmigen, quer verlängerten Umriss, der grossen Flachheit und Sinuslosigkeit der Ventralklappe, dem kleinen, sich kaum über den Schlossrand erhebenden Wirbel und der aus ziemlich gedrängt stehenden, wenig erhobenen Querringen bestehenden Oberflächensculptur. In der Vertheilung der sehr lang werdenden, schlanken Stachelröhren finde ich keine Gesetzmässigkeit.

Alle diese Merkmale sind so eigenthümlich, dass die Sarres'sche Art nicht leicht mit einer anderen, bis jetzt beschriebenen zu verwechseln ist. Nur aus England hat Davidson eine Species, *Pr. Carringtonianus* bekannt gemacht, die nach Abbildung und Beschreibung mit der rheinischen grosse Aehnlichkeit besitzen muss. Denn auch die englische Form zeichnet sich durch halbkreisförmigen, quer ausgedehnten Umriss, schwach gewölbte Ventralklappe, sehr niedrigen Ventralbuckel und mässig regelmässige, die ganze Oberfläche bedeckende, concentrische Querrunzeln aus. Es wäre daher sehr möglich, dass beide fragliche Formen derselben Art angehören [1].

[1] In Begleitung von *Productus Carringtonianus* findet sich (bei Narrowdale in Staffordshire) noch eine eigenthümliche *Rhynchonella*, *Rh. Wettonensis* Davids. (l. c. p. 274, pl. 55, f. 1—3). Auch diese Form scheint mit einer Art des deutschen Culm ident zu sein, nämlich mit der von A. Römer (Beitr. z. Kenntn. d. nordwestl. Harzgeb. I, 1850, p. 31, tb. 4, f. 25) aus den Culmkalken von Grund beschriebenen, durch einen Sinus auf der kleinen und einen Sattel auf der grossen Klappe ausgezeichneten *Rhynchonella* (*Terebratula*) *contraria*. Die Vergleichung von Originalexemplaren der harzer Art mit Davidson's Abbildungen der englischen Muschel hat mir kaum einen Zweifel an der Identität beider Formen übrig gelassen.

Productus concentricus Sarres.

Taf. III, Fig. 3 u. 4.

— — Sarres, Dissertat. p. 21.

Sarres beschreibt von Aprath noch eine dritte Productusart, die ebenfalls eine flach gewölbte, stark quer ausgedehnte (Breite : Länge = 8 : 4) Ventralklappe besitzen, sich aber von dem vorhin beschriebenen *plicatus* durch nur 10, weiter von einander abstehende Querringe und einige wenige, unregelmässig vertheilte Stachelröhren auszeichnen soll. Ausserdem giebt Sarres noch an, dass der Stirnrand etwas eingebuchtet und die Schlossecken rechteckig seien.

Das einzige, im Besitz der Universitätssammlung befindliche Originalexemplar — der Abdruck einer Ventralklappe, nach deren Abguss die Abbildung Fig. 4 angefertigt worden ist — lässt in Bezug auf Erhaltung viel zu wünschen übrig. Besser erhalten sind ein paar andere, von mir selbst gesammelte Steinkerne und Abdrücke, deren grösster in Fig. 3 abgebildet worden ist.

Durch die geringe Wölbung der Ventralklappe, den kaum über den Schlossrand vorragenden Wirbel und die concentrische Quersculptur ist die Form offenbar mit Sarres *plicatus* verwandt. Die Hauptunterschiede von dieser Art würden in der noch stärkeren Querausdehnung, der geringen Zahl und Stärke der concentrischen Querringe, der schwachen Einbuchtung des Stirnrandes und den — wie es in der That scheint — weniger zahlreichen Stachelröhren zu suchen sein. Ich bin indess nicht ganz sicher, ob *concentricus* wirklich eine selbständige Art oder nur eine Abänderung von *plicatus* darstellt. Durch weiteres, besseres Material wird diese Frage entschieden werden können.

Die Fig. 3 abgebildete Ventralklappe gleicht den zwei Fig. 1 und 2 dargestellten Ventralklappen von *plicatus* auch in der grossen Länge der Stachelröhren. Dieselben beschränken sich aber bei dem fraglichen Exemplar auf den Schlossrand und sind auf beiden Seiten des Wirbels schräg nach aussen gerichtet.

Discina sp.

Discina marginata Sarres, Dissertat. p. 22.

Diese von den Brüdern Sandberger (rhein. Sch. Nassau, p. 372) aus den Schiefern von Wissenbach beschriebene Art soll nach Sarres auch bei Aprath vorkommen. Bei der grossen Verschiedenheit des geognostischen Niveaus scheint diese Angabe wenig glaubhaft.

Pleurodictyum Dechenianum n. sp.

Taf. III, Fig. 20, 21.

v. Dechen, Verhandl. Naturhist. Ver. f. Rheinl.-Westf. VII (1850), p. 201.

Pleurodictyum sp. indet. Sarres, Dissertat. p. 12.

Herr von Dechen hat zuerst das Vorkommen eines Pleurodictyum in den Kieselschiefern der Culmformation in der Gegend von Elberfeld (Peters-Katernsberg im NW. der Stadt) bekannt gemacht. Er präcisirt die Unterschiede der fraglichen Form vom unterdevonischen *Pleurodictyum problematicum* dahin, dass die Polypiten derselben fast drehrund (bei probl. prismatisch), die reihenweise geordneten Tuberkeln auf den letzteren [die Ausfüllungen der die Wände der Polypiten durchbohrenden Verbindungsporen] zahlreicher, die Form des Stockes mehr kugelig (bei probl. mehr scheibenförmig) und der serpelähnliche, in der Mitte von *problematicum* zu beobachtende Körper nicht vorhanden sei.

Auch Sarres findet die Hauptunterschiede der carbonischen Form in der stärkeren Wölbung des Stockes und der gerundeten Gestalt der Polypiten, welche er als kurzkonisch beschreibt.

Ich habe bei Aprath mehrere Exemplare des fraglichen Fossils gesammelt und kann mich der Ansicht der beiden Autoren, dass eine von *problematicum* verschiedene Species vorliegt, nur anschliessen.

Die Culmform ist viel kleiner, stärker gewölbt bis halbkugelig und von rundem (bei probl. meist von ovalem) Umriss. Die meist nicht sehr zahlreichen Polypiten sind kürzer und gedrungener, als bei der Unterdevon-Art, indess — ebenso wie bei dieser — von mehr oder weniger unregelmässig polygonaler Gestalt. Die benachbarten Polypiten sind durch zahlreiche, ver-

hältnissmässig starke, in geraden Reihen geordnete Querstäbchen verbunden. Die bei *problematicum* ausser diesen letzteren noch vorhandenen (von Dörnchen auf der Innenseite der Kelchwandungen herrührenden) vertieften Punkte habe ich an meinen Aprather Stücken ebensowenig wahrnehmen können, als die bei der Devonform nicht selten zu beobachtende (von Radiallamellen herrührende) Längsstreifung der Polypitenkerne.

Pleurodictyum Selcanum GIEBEL (KAYSER, älteste Devonfauna des Harzes, Abhandl. z. geol. Specialkarte von Preussen etc. Bd. II, Heft 4, tb. 33, f. 8) scheint der Culmform näher zu stehen, als *problematicum*. Dasselbe hat mit *Dechenianum* die geringe Grösse, stärkere Wölbung und rundlichen Umriss des Stockes gemein und unterscheidet sich vielleicht nur durch verhältnissmässig längere und schlankere, sehr regelmässig prismatische Polypiten.

Eine andere Art des Harzer Unterdevon, *Pl. Zorgense* KAYSER (l. c. f. 9, 10) unterscheidet sich von der Aprather auf den ersten Blick durch die sehr unregelmässige, sich von der polygonal-prismatischen sehr entfernende Gestalt der Polypiten.

Cladochonus Michelini M. EDW. & HAIME.

Taf. III, Fig. 19.

Pyrgia — M. EDW. H., Polyp. foss. terr. paléoz. 1851, p. 310, tb. 17, f. 8.
Cladochonus — DE KONINCK, Nouv. rech. Anim. foss. etc. 1872, p. 153, tb. 15, f. 6.
— — F. RÖMER, *Lethaea palaeozoica* 1867, tb. 39, f. 8.
— — NICHOLSON, Geolog. Magazin 1879, p. 289.

Eine ausgezeichnete kleine Form, deren Stöcke aus Polypiten bestehen, die von den Autoren treffend mit einem Tabakspfeifchen verglichen worden sind. Die kleinen trichterförmigen Kelche, in denen EDWARDS & HAIME sowie DE KONINCK Andeutungen von etwa 20 Radiallamellen beobachtet haben, setzen sich nämlich nach unten mit schwacher Krümmung in einen langen schlanken Stiel fort, dessen dicke Epithek eine schwache Querstreifung zeigt. Besonders charakteristisch ist die Vermehrungsweise der Polypiten, die in der Weise erfolgt, dass an der Aussenseite eines älteren Kelches, dicht unter dessen Mündung, ein oder meist zwei neue Polypiten hervorsprossen, die sich von dem älteren unter grossem

Winkel divergent nach aussen entfernen, um sich an ihren Enden unter Umständen wieder in gleicher Weise zu vermehren.

Bei Aprath ist die interessante kleine Koralle nicht selten. Ich sammelte sie in mehreren Exemplaren, welche die schwache Runzelung der starken Epithek und die Pseudosepten im Innern der Kelchmündungen gut erkennen lassen. Das Fossil stimmt sehr gut mit dem des Tournaier Kohlenkalks, aus dem die Art zuerst bekannt wurde. Später hat Nicholson sie auch in den unteren Carbonbildungen von Schottland nachgewiesen.

Zaphrentis? sp.

Kleine, bei Aprath sich nicht selten findende hornförmige Einzelkelche einer rugosen Koralle könnten dieser Gattung angehören.

Pflanzenreste

sind bei Aprath sehr häufig. Sie gehören besonders Algen an, befinden sich aber gewöhnlich in einem Erhaltungszustande, der nach dem Urtheile meines Collegen E. Weiss keine nähere Bestimmung erlaubt.

Sarres beschrieb aus dem Aprather Culm von Pflanzen *Drepanophycus distans n. sp.* und *Noeggerathia tenuistria* Goepp. (Dissert. p. 11, 12).

Schlussbemerkungen.

Im Vorstehenden wurden beschrieben:

a) aus dem Oberdevon:

1. *Phacops granulatus* Mst.
2. *Gyroceras* cnf. *cancellatum* F. Röm.
3. *Loxonema anglicum* d'Orb.
4. *Euomphalus* aff. *Schnurii* Arch. Vern.
5. *Cucullaea? Hardingii* Phill.?
6. *Cypricardinia? sp.*

7. *Spirifer Verneuili* Murch.
8. *Spiriferina laminosa* M'Coy?
9. *Athyris concentrica* v. Buch.
10. *Rhynchonella pleurodon* Phill.
11. *Orthis bergica n. sp.*
12. *Streptorhynchus umbraculum* Schl.
13. *Chonetes sp.*
14. *Strophalosia productoides* Murch.
15. *Productus praelongus* Sow.
16. *Productus sp.*
17. *Crania trigonalis* M'Coy.
18. *Cyathophyllum sp.*

b) aus dem Culm:

1. *Phillipsia aequalis* v. Meyer.
2. *Phillipsia longicornis n. sp.*
3. *Phillipsia* cnf. *Eichwaldi* Fisch.
4. *Phillipsia sp.*
5. *Phillipsia emarginata* Sarres.
6. *Cypridina subglobulosa* Sandb.
7. *Goniatites crenistria* Phill.
8. *Goniatites mixolobus* Phill.
9. *Orthoceras scalare* Gdf.
10. *Orthoceras striolatum* v. Meyer.
11. *Pleurotomaria sp.*
12. *Posidonia Becheri* Bronn.
13. *Pecten densistria* Sandb.
14. *Pecten* cnf. *grandaevus* Gdf.
15 *Pecten Losseni* v. Koenen?
16. *Rhynchonella? papyracea* A. Röm.
17. *Streptorhynchus crenistria* Phill.
18. *Strophomena analoga* Phill.
19. *Chonetes Laguessiana* de Kon.
20. *Chonetes rectispina* v. Koen.?
21. *Chonetes Buchiana* de Kon.
22. *Chonetes polita* M'Coy.

23. *Productus laevipunctatus* Sarres.
24. *Productus plicatus* Sarres.
25. *Productus concentricus* Sarres.
26. *Discina sp.*
27. *Pleurodictyum Dechenianum n. sp.*
28. *Cladochonus Michelini* Edw. & H.
29. *Zaphrentis? sp.*

Was zunächst die oberdevonische Fauna betrifft, so liegt ihr Hauptinteresse darin, dass wir hier zum ersten Male aus der oberen Abtheilung des rheinischen Oberdevon, der Clymenienstufe, eine reichere Brachiopodenfauna kennen lernen. Ueberall, wo sich jene Stufe im rheinischen Gebirge versteinerungsführend zeigte, hatte man bisher ausser Cephalopoden, die sowohl an Arten als auch besonders an Individuenzahl sehr zu überwiegen pflegen, in einiger Häufigkeit nur Lamellibranchiaten und Gastropoden angetroffen, während andere Thierordnungen, namentlich Brachiopoden, so gut wie gänzlich unbekannt geblieben waren. Ueberhaupt sind solche meines Wissens in einiger Häufigkeit nur in der Gegend von Aachen angetroffen worden, in den mächtigen gelblichen Sandsteinen, die dort als Unterlage des Kohlenkalkes auftreten (vgl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXVII, 1879, p. 852). Während aber auch bei Aachen das Vorkommen von Brachiopoden sich auf einige wenige Arten (*Spirifer Verneuili*, *Rhynchonella* cnf. *pleurodon* und *Streptorhynchus umbraculum*) beschränkt, so sind im Obigen aus der Gegend von Velbert 11 Brachiopodenarten beschrieben worden und allem Anschein nach würde sich diese Zahl durch längeres Sammeln noch sehr vermehren lassen.

Durch diesen Reichthum an Brachiopoden neben Zweischalern und Gastropoden, aber fast ganz zurücktretenden Cephalopoden steht die Fauna von Velbert der Fauna der jüngeren Oberdevonschichten des südlichen Belgiens und der angrenzenden Gegenden von Nord-Frankreich nahe. Denn auch hier kommen trotz der weiten Verbreitung, die im genannten Gebiete gerade das Oberdevon hat, die bezeichnenden Clymenien vielleicht nur

an einem Punkte, in der Gegend von Etroeungt vor[1]), während Brachiopoden durch die ganze Schichtenfolge des Famennien GOSSELET's hindurchgehen und überall so häufig sind, dass dieser Autor auf sie seine Zoneneintheilung basirt (Vergl. GOSSELET, Esquisse géol. du Nord de la France etc. I, p. 852. Lille 1880).

Zu den wichtigsten Brachiopoden des Famennien gehören nach GOSSELET *Spirifer Verneuili*, *Cyrtia Murchisoniana*, mehrere z. Th. neue Rhynchonellen, *Atrypa reticularis*, *Athyris Royssii*, *Spiriferina laminosa*, *Spirifer mosquensis*, *Streptorhynchus crenistria* etc. Ausserdem führt MOURLON aus den sandigen Gliedern der Schichtenfolge, den sog. Psammiten des Condroz, noch *Productus praelongus*, *Strophalosia productoides*, *Rhynchonella pleurodon* und *pugnus* und einige andere Arten an (Bull. Acad. R. Belgique, 2. s. Bd. 39, No. 8, p. 52. 1875). Es ist bemerkenswerth, dass ganz ähnlich, wie bei Velbert neben überwiegenden devonischen Formen auch ein paar Carbonarten (*Spiriferina laminosa* und *Crania trigonalis*) erscheinen, auch in den obersten Devonschichten Belgiens Arten wie *Spiriferina laminosa*, *Spirifer mosquensis*, *Athyris Royssii* und *Streptorhynchus crenistria* auftreten, Formen die gewöhnlich nur im Carbon vorkommen. Bei der Lagerung der betreffenden Schichten an der unmittelbaren Basis des Kohlengebirges kann diese Erscheinung indess nicht befremden; und dass die fraglichen Ablagerungen trotz dieser Beimengung vereinzelter carbonischer Typen doch noch der Devonformation angehören, das geht schon aus dem Vorkommen der Gattung Phacops (in Belgien *latifrons*, bei Velbert *granulatus*) selbst in den alleroberstern Schichten, dicht unter dem Kohlengebirge hervor.

Eine ganz ähnliche, brachiopodenreiche Fauna wie bei Velbert und in Belgien findet man endlich auch in den alleroberstern Devonbildungen des nördlichen Devonshire, den Pilton- und Marwood-Schichten wieder. In diesen wesentlich sandig ausgebildeten Ablagerungen, die SALTER als in seichterem Meere sedi-

---

[1]) Sie wurden hier schon vor langer Zeit durch HÉBERT angegeben (Bull. Soc. géol. de France 2. s. VII, p. 1165). Ihr Vorkommen scheint indess nicht ganz zweifellos zu sein, da dasselbe weder von GOSSELET noch von einem anderen neueren französischen oder belgischen Autor erwähnt wird.

mentirte Aequivalente der bekannten Clymenienkalke von Petherwin ansieht, tritt eine ziemlich reiche Fauna auf, die aber ebenfalls fast gar keine Cephalopoden, dagegen sehr zahlreiche Brachiopoden und daneben Lamellibranchiaten und Gastropoden enthält (Vergl. SALTER, Qu. J. Geol. Soc. Lond. 1863, p. 474). Aus den an der Basis des Carbon liegenden Piltonbeds nennt SALTER *Spirifer Verneuili*, *Athyris concentrica*, *Productus praelongus*, *Strophalosia productoides*, *Orthis interlineata*, *Streptorhynchus crenistria*, *Phacops latifrons* etc.; aus den darunter liegenden Marwoodbeds dagegen *Spirifer Verneuili*, *Spiriferina laminosa*, *Rhynchonella pleurodon* und viele Zweischaler, wie *Cucullaea Hardingii*, *Avicula Damnoniensis* etc. Auch hier treffen wir demnach zum grossen Theil ganz dieselben Brachiopodenarten wieder, wie in Belgien und bei Velbert. Auch hier ist die Gattung Phacops noch vorhanden, daneben aber treten schon vereinzelte carbonische Typen auf.

Was nun die oben beschriebene Culmfauna betrifft, so haben wir über diese nur wenig zu sagen.

Die Culmbildungen werden jetzt wohl allgemein als Flachmeeräquivalente des in tieferem und offenerem Meere abgelagerten Kohlenkalks angesehen. Diese Auffassung wird durch die Fauna beider Bildungen durchaus unterstützt. Denn während der Kohlenkalk eine reiche, sehr mannigfaltig aus Cephalopoden, Gastropoden, Zweischalern, Korallen etc. zusammengesetzte Fauna besitzt, so hat die Culmfauna eine sehr eintönige und gleichartige Zusammensetzung aus einigen wenigen Cephalopoden (Goniatiten und Orthoceren) und Pelecypoden, während Brachiopoden sehr zurücktreten und Gastropoden und Korallen ganz zu fehlen pflegen. Dass indess die Culmfauna unter Umständen eine mannigfaltigere und damit derjenigen des Kohlenkalks ähnlichere Zusammensetzung erlangen kann, beweisen die Culmkalke des Iberges bei Grund im Harz, welche eine Reihe für den Culm ungewöhnlicher Cephalopoden und Brachiopoden (*Nautilus*, *Bactrites*, *Productus*, *Spirifer*) und Gastropoden enthalten (Vergl. A. RÖMER, Beitr. z. Kenntn. des n. westl. Harzgeb. V, 1866, p. 32, ff.). Für das

rheinische Schiefergebirge hat uns eine solche grössere Formen-Mannigfaltigkeit erst die unlängst erschienene Arbeit von Könen's über die Culmfauna von Herborn kennen gelehrt (Neues Jahrbuch f. Mineralog. etc. 1879). Unter 44 von dem genannten Autor im Ganzen aufgeführten Arten treffen wir nicht nur ein Gyroceras und zwei (nicht bestimmte) Nautilusarten, sondern auch mehrere Brachiopoden, unter denen zwei, *Terebratula hastata* und *Productus humerosus* (= *sublaevis*) zugleich Hauptleitformen des Kohlenkalks sind, sowie ein *Cyathophyllum*. Etwas ganz Aehnliches finden wir nun auch bei Aprath wieder. Denn auch hier treten in Begleitung der gewöhnlichen Culmfossilien mehrere Korallen, verschiedene Arten von *Productus* und *Chonetes*, eine *Strophomena*, ein *Streptorhynchus* und *Pleurotomarien* auf. Es ist bemerkenswerth, dass etwa die Hälfte dieser für das Culm ungewohnten Formen bekannte Kohlenkalkarten darstellen, wie *Cladochonus Michelini*, *Chonetes Buchiana*, *polita* und *Laguessiana*, *Strophomena analoga* und *Streptorhynchus crenistria*[1]).

---

[1]) Es sei hier noch erwähnt, dass von Dechen (Verhandl. Naturhistor. Ver. f. Rheinl.-Westf. VII, p. 200) aus dem Plattenkalk von Iserlohn zwei andere typische Kohlenkalkarten, *Productus latissimus* und *semistriatus* (= *antiquatus*) anführt.

Das ostthüringische Röth.

Von

Herrn **E. E. Schmid** in Jena.

(Hierzu Tafel IV.)

Einleitung.

Nach dem Abschlusse der geologischen Kartographirung Thüringens durch B. v. Cotta und Heinr. Credner kannte man nur zwei scharf und durchgreifend geschiedene, allerdings sehr ungleich mächtige Abtheilungen der Formation des Buntsandsteins, von denen man nach den darin vorwaltenden Gesteinen die obere, minder mächtige, als diejenige der bunten Mergel oder des Röths, die untere, weitaus mächtigere, als diejenige der bunten Sandsteine im engeren Sinne bezeichnete. Diese letztere nahm auf den Karten einen so breiten Raum ein, dass durch ihre Abgrenzung die Lagerungsverhältnisse nur unvollkommen veranschaulicht wurden. Aus diesem Grunde war ein wesentlicher Fortschritt darin anzuerkennen, dass Beyrich die unteren Sandsteine am Südrande des Harzes nochmals in zwei Abtheilungen sonderte je nach dem Vorwalten starker Sandsteinbänke, oder sandig-thoniger Schiefer (Letten) und diese Sonderung schon auf den ersten Lieferungen der geologischen Specialkarte des Königreichs Preussen und der thüringischen Staaten, kartographisch durchgeführt, vorlegte. Die weitere Durchführung namentlich nach dem Ostrande des Thüringer Beckens zwischen der Saale und Elster bot jedoch erhebliche Schwierigkeiten, weil gerade die

untersten Schichten des bunten Sandsteins, welche neben der Elsteraue unterhalb Gera anstehen, recht dickbänkig sind und den Abhängen das Aussehen der mittleren Buntsandsteine verleihen. Nach vielfacher Begehung des weder sonst interessanten, noch wegen des ausgebreiteten Waldbestandes gut aufgeschlossenen Sandsteingebietes fasste ich ein Niveau mitten im Buntsandstein auf, unter welchem der Abhang vielorts scharf, fast überall deutlich steiler einfällt und unzweifelhaft auf einen verschiedenen Widerstand gegen die Erosion zu Folge verschiedener Reichlichkeit der thonigen Beimengungen hinweist. Nachdem ich dieses Niveau im östlichen Thüringen als ein beständiges erkannt hatte, wurde mir durch Beyrich die günstige Gelegenheit dargeboten, es in seiner Begleitung mit demjenigen zu vergleichen, welches im nördlichen Thüringen und am Fusse des Harzes, speciell längs der Unstrutaue bei Wiehe als Grenze zwischen mittleren und unteren Buntsandstein angenommen worden war und mich von ihrer Uebereinstimmung zu überzeugen. Dieses Niveau ist es, welches sich auf den von mir bearbeiteten Blättern Bürgel, Roda, Stössen, Eisenberg, St. Gangloff u. a. der geologischen Specialkarte des Königreichs Preussen und der thüringischen Staaten als Grenzlinie eingezeichnet findet. Freilich ist es nicht in Abrede zu stellen, dass dasselbe nicht an allen Stellen gleich deutlich hervortritt, an manchen sogar zweifelhaft ist in Folge des Uebergangs der untersten Glieder des mittleren Buntsandsteins aus festem Sandstein in losen Quarzsand und Quarzstaub, der zwar an den meisten, aber doch nicht an allen Stellen stetig im Fortstreichen nachweisbar ist. Diese losen Sande habe ich zum mittleren Buntsandstein stellen zu müssen geglaubt, indem ich nicht sowohl die Gebundenheit der Gesteine, als vielmehr ihren Thongehalt als entscheidend ansehe. Freilich ist ferner anzuerkennen, dass den unteren Buntsandsteinen Ostthüringens zwischen Saale und Elster eine Einlagerung fast gänzlich fehlt, die für diejenigen des Harzrandes charakteristisch ist, nämlich die der sogenannten Rogensteine. Aber eine wenn auch wenig mächtige und ausgedehnte, so doch ganz typisch entwickelte Einlagerung davon fand ich jenseits der Elster, am Wege von Crossen nach Cosweda

(s. Blatt Langenberg) auf, und später wurde noch eine andere durch Liebe aufgefunden.

Von dem Elstergrunde bei Gera aus bilden mittlerer und unterer Buntsandstein den Rand der Thüringer Mulde über die Hochflächen um Münchenbernsdorf hinweg nach dem Orlagrunde oberhalb Neustadt und begleiten denselben bis Blankenburg a. d. Schwarza. Weiter nordwestlich durchschneidet eine Spaltung, zu deren beiden Seiten zufolge einer Verwerfung Dyas und mittlerer Buntsandstein in gleiches Niveau gerückt, und der untere Buntsandstein von der Oberfläche verdrängt ist, den Fuss des Thüringer Waldgebirges. Die westlichen Ränder der Thüringer Mulde fallen in längster Erstreckung mit den Höhen des Eichsfeldes zusammen, welche wenig unterbrochen von höheren Abtheilungen der Trias eingenommen werden.

Im Innern der Thüringer Mulde wird Buntsandstein in dem Faltungsgebiete von Blankenhein, Kranichfeld und Berka an die Oberfläche gepresst, und zwar nur mit seiner oberen und mittleren Abtheilung.

Theilt man die ganze Formation des Buntsandsteins in oberen, mittleren und unteren, so wird die vorstehende Betrachtung genügen, diese Eintheilung als eine gut durchführbare zu erweisen. Aber für den Maassstab der neuen geologischen Specialkarte des Königreichs Preussen und der thüringischen Staaten macht sich das Bedürfniss nach weiterer Gliederung geltend. Für den unteren Buntsandstein längs dem Fusse des Harzes sind zu diesem Zwecke die bereits erwähnten mehrfachen Rogensteinbänke mit bestem Erfolge benutzt worden. Aber diese Bänke fehlen im Osten und Süden Thüringens. Für den mittleren Buntsandstein könnte man an die zugleich technisch so bedeutsamen kaolinischen Einlagerungen denken, aber deren kartographische Benutzung würde eine nicht geringe Zahl für diesen Zweck ausgeführter Anschürfungen erfordern. Die conglomeratischen Bänke sind weder so mächtig, noch so ausgebreitet, noch so beständig, um für diesen Zweck ins Auge gefasst werden zu können.

Der obere Buntsandstein scheint einer speciellen Gliederung am zugänglichsten zu sein, da er eine Mannichfaltigkeit durchaus

verschiedenartiger Gesteine in sich schliesst, und eine Mehrzahl wohlerhaltener Versteinerungen darbietet, während die beiden unteren Abtheilungen ausser den *Chirotherien*-Fährten, den Schalenabdrücken der *Gervillia Murchisoni*, kaum nennenswerthe organische Ueberreste enthalten.

Zu untersuchen, wie weit dieser Schein der Wahrheit entspreche, war mir besonders nahe gelegt, weil mir ein ansehnlicher Theil desjenigen Gebietes zur Aufnahme anvertraut war, welches die besten und desshalb die entscheidenden Aufschlüsse darbietet; ich nenne besonders die Blätter Jena, Bürgel, Cahla und Blankenhain.

Diese Untersuchung erhielt unwillkürlich eine grössere Breite und ein ferneres Ziel, indem sie sich auf die Gesammtheit der Gesteine des ostthüringischen Röth, auf die Verwandschaft derselben unter sich und zu denjenigen des übrigen Buntsandsteins ausdehnte. Sie gehörte geraume Zeit zu den stehenden Aufgaben des hiesigen mineralogischen Institutes und wurde namentlich von zweien meiner älteren Schüler, Dr. Popp und Dr. Prausnitz mit Eifer und Erfolg betrieben. Namentlich verdanke ich diesen Beiden die chemischen Analysen einer Anzahl von Röthgesteinen, welche im hiesigen agricultur - chemischen Laboratorium unter Leitung von Professor Reichardt ausgeführt wurden.

Gemengtheile der Gesteine des ostthüringischen Röth.

Die grosse Mannichfaltigkeit und Buntscheckigkeit der Gesteine des ostthüringischen Röth beruht nicht sowohl auf einer grossen Anzahl verschiedenartiger Gemengtheile, als vielmehr auf einer grossen Verschiedenheit der Mengungsverhältnisse von wenigen wesentlichen Gemengtheilen, nämlich von thonigen Silicaten, dolomitischen Carbonaten, Ferrit, Quarz und Gyps mit noch einigen anderen mehr als accessorisch anzusehenden Mineralien.

I. Silicate.

Die Silicate sind theils mechanische Trümmer älterer Gesteine, theils chemische Zersetzungen und Umwandlungen derselben, theils endlich beides zugleich.

1. Glimmer und seine Abkömmlinge.

Unter den mechanischen Trümmern sind Glimmerblätter die auffälligsten und häufigsten. Viele von ihnen sind von makroskopischer Grösse, die meisten jedoch nur von mikroskopischer. Die Blattflächen, entsprechend der vollkommenen Spaltungsrichtung des Glimmers, sind gewöhnlich glatt und eben, sehr selten gebogen, noch seltener, und zwar nur im Falle sehr fester Cämentation des Gesteins, flach gefaltet (s. Fig. 8). Der Rand zeigt zwar hin und wieder, aber nie ringsum geradkantige, d. h. unzweifelhaft krystallinische Begrenzung, zumeist jedoch trägt er die Kennzeichen von Abreibung und Abbruch an sich. Die abgeriebenen Ränder sind uneben und lassen Auflockerung nach der Hauptspaltungsrichtung an mehrfachen, nicht gleichlaufenden Umrissen erkennen. Die Abbrüche lassen sich sehr treffend mit Scherben dünnen Fensterglases vergleichen, besonders wegen ihrer Schärfe und Glätte. Wenn sich Querschnitte darbieten, zeigen sie häufig eine Aufblätterung nach der Spaltungsrichtung. Bei Weitem die meisten Glimmer sind farblos, aber auch gelbe, braune und grüne, jedoch immer blasse Farben treten auf. Bei einiger Intensität der Färbung fehlt Dichroismus in der dem Glimmer eigenthümlichen Weise nicht. Krystallinische Einschlüsse, gegen deren Ursprünglichkeit Nichts einzuwenden ist, sind ebenso selten, als eigenthümlich. Bei schwacher Vergrösserung erscheinen sie als feine, schwarze, gerade Linien, bei starker erhalten sie deutlich doppelte, breite und dunkle Umrisse, innerhalb deren auch im polarisirten Lichte und zwischen verdrehbaren Nikols dieselbe Helligkeit und Färbung hervortritt, wie ausserhalb. Es liegt daher durchaus kein Grund vor, einen Unterschied zwischen Einschluss und Umschluss anzunehmen. Sieht man aber dennach die spiessigen Leisten für denselben Glimmer an, wie den Umschluss und

die breiten Seiten der Leisten ebenso wie diejenigen der sie einschliessenden Blätter für die Richtung der Hauptspaltbarkeit, so passt dazu die Form der ersten nicht. Diese lässt sich wohl noch bei dem farblosen Glimmerblatt von Fig. 1 auf bisher bekannt gewordene Glimmerleisten beziehen, aber nicht mehr bei dem grünen Glimmer von Fig. 2. Die Leisten dieses Glimmers verschmälern sich stetig und laufen in nadelförmige Spitzen aus. Jedenfalls liegt in diesen Vorkommnissen eine Verwachsung von Glimmer mit Glimmer vor, aber doch nicht eine gleichartige mit den von G. Rose[1]) beschriebenen. Rose hebt es nachdrücklich hervor, dass wenn verschiedenartige Glimmer mit einander verwachsen sind, ihre Lage zu einander und zu dem Umschluss eine krystallographisch bestimmte ist. Beides trifft in den vorliegenden Fällen nicht zu, namentlich in dem in Fig. 2 dargestellten unbestimmt büschelförmiger Aneinanderlagerung der Einschlüsse. Mitunter krystallinisch, gewöhnlich amorph, machen sich gelbbraune, rothbraune und opake Ferritumhüllungen und Einlagerungen bemerkbar (s. Fig. 8). Sie zeigen ganz das Verhalten von Eindringlingen, die mit der Wasserführung des ganzen Gesteins zusammenhängen und von Ausscheidungen, die mit der Zersetzung des Glimmers selbst in ursächlichem Zusammenhange stehen.

Die Zersetzung der Glimmer kann allerdings deren chemische Zusammensetzung durchgreifend verändert und zur Bildung kaolinartiger Substanzen, d. h. wasserhaltiger Thonerde-Silikate geführt haben, ohne dass äussere Form und optisches Verhalten es erkennen lassen, wie ich[2]) am Beispiele der kaolinischen Beimengungen zu dem mittleren und unteren Buntsandsteine des östlichen Thüringen nachgewiesen habe. Dieselbe ist aber auch mit sehr augenfälligen Formveränderungen verbunden, welche in der Zusammenziehung zu nierförmigen oder traubigen bis oolithischen Massen an der Oberfläche und zwischen den Blätterdurchgängen und im Zerfallen zu einzelnen sphärischen Linsen besteht. Die Substanz dieser Um-

---

[1]) S. Pogg. Ann. 138, 177 ff. 1869.

[2]) S. E. E. Schmid, die Kaoline des thüringischen Bundsandsteins in Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. Bd. 28, S. 87 ff. 1876.

wandlungsformen ist farblos, homogen und einfach brechend bis auf eine mitunter eben wahrnehmbare Spur von Aggregat-Polarisation. Sie sind scharf-umrissen und schmal-umsäumt, obgleich sie, wie Fig. 6 und 7 zeigen, nicht eben sehr flach-gewölbte oder in grösserer Breite ebene Oberflächen besitzen. Nicht nur nach ihrer Grösse, sondern auch nach ihrem übrigen Habitus lassen sie sich in drei Abtheilungen bringen, zwischen denen ein stetiger Uebergang nicht stattfinden dürfte. Die erste Abtheilung umfasst die nierförmigen Aggregate mit den längsten Krümmungshalbmessern, aber ohne allseitig scharfe Sonderung der einzelnen Knollen (s. Fig. 3), die zweite die traubigen Aggregate mit deutlicher Sonderung der einzelnen Knollen (s. Fig. 4), die dritte die oolithischen Aggregate einzelner sphärisch umgrenzter Linsen (s. Fig. 5).

Die nierförmigen Aggregate lassen sich treffend als Miniaturbilder von Haufwolken (*Cumuli*), wie sie vom aufsteigenden Luftstrom unserer heissen Sommertage erzeugt werden, bezeichnen. Sie ragen nicht selten, wie es Fig. 3 zeigt, über den Bruchrand des Glimmerblättchens hinaus; ob sie schon gebildet waren bevor das Blättchen zerbrach, oder ob sie sich auf dem schon abgebrochenen Blättchen fortentwickelten über die Grundlagen desselben hinaus, muss dahingestellt bleiben.

Die traubigen Aggregate sind meist dicht geschlossen, indem die einzelnen Knöllchen so eng aneinander stossen, dass die wegen seitlichen Reflexes unter dem Mikroskope düster erscheinenden Fugen zwischen ihnen auf der Grundlage der Glimmerspaltungsfläche, auf der sie aufliegen, ein stumpf polygonales Netz bilden und sich erst weiter nach aufwärts selbständig abrunden; dieselben haben aber auch häufig theilweise oder ganz — d. h. ringsum — freie Ränder; ihr Durchmesser beträgt 0,03 bis 0,015 Millim.

Die oolithischen Aggregate sind Miniaturbilder der Kalk- und Eisen-Oolithe namentlich der letzteren, deren Knöllchen mit den vorliegenden Strukturlosigkeit gemein haben. Der Rand der Knöllchen erscheint vollkommen kreisförmig; ihr Durchmesser beträgt 0,005 bis 0,003 Millimeter. Gewöhnlich liegen auf demselben Glimmerblatt nur einerlei Aggregate nebeneinander wie bei Fig. 4 und 5,

mitunter auch alle drei Arten derselben bald bis zur Berührung zusammengedrängt, bald durch freie Glimmerflächen von einander getrennt, wie in Fig. 3. Sie erscheinen auch einzeln von der Glimmerunterlage abgelöst. Jedoch machen gerade diese letzteren keinen beträchtlichen Theil der lockeren und durch Schlämmen nach der Feinheit der Theilchen scheidbaren Silicatgesteine aus.

Es ist mir aus der Literatur nicht bekannt, dass der eben geschilderte Process der Formveränderung des Glimmers schon beachtet worden wäre. Ich kann daher über die Weite seiner Bedeutung keine Vermuthung aussprechen; nur zu der Behauptung berechtigen mich meine eigenen Beobachtungen, dass dieselben Umsetzungsformen der Glimmer auch im mittleren und unteren Buntsandstein Ostthüringens sehr gewöhnliche Erscheinungen sind.

Das Urtheil über die Stellung, welche die vorliegenden Glimmer innerhalb der Glimmergruppe einnehmen, entbehrt einer genügenden erfahrungsmässigen Grundlage. Die Glimmerblättchen treten in keinem der von mir eingehend geprüften Röthgesteine für sich auf, sondern im Gemenge mit anderen gleich leicht aufschlämmbaren Silicaten; dieselben sind so klein, dass ihre optischen Charaktere bezüglich der Lage der optischen Axen nicht festgestellt werden können. Die später anzuführenden chemischen Untersuchungen ergeben, dass der eine Theil von ihnen zu den leicht aufschliesslichen Magnesium reichen Glimmern gehört, der andere zu den Magnesium armen, schwer oder nicht aufschliesslichen; keinesfalls sind sie fluorreich, wahrscheinlich fluorfrei. Die Kaolinisirung derselben ist nicht soweit vorgeschritten, wie derjenigen des mittleren Buntsandsteins, welche bei nahezu gleicher Klarheit und Grösse der Blättchen fast ganz in wasserhaltige Thonerde-Silicate, also in kaolinische Substanzen übergegangen und technisch als solche verwendbar sind.

Wenn überhaupt die nierförmigen, traubigen und oolithischen Aggregate Umwandlungsprodukte des Glimmers sind, an den sie sich so innig anschliessen, so liegt die Vermuthung nahe, die Umwandlung sei eine kaolinische, d. h. sie bestehe vornehmlich in Wegführung von Alkalien und alkalischen Erden mit einem Theile der Kieselsäure und Zuführung von Wasser, wenn sie auch

nicht immer zu einem reinen wasserhaltigen Thonerde-Silicate geführt hat. Diese Vermuthung begründet sich auf die schon mehrfach betonte Analogie mit den Kaolinen des mittleren Buntsandsteins und mit ihr stehen die Resultate der chemischen Analyse im Einklang. Dieselben Aggregate fielen mir bei der Untersuchung der kaolinischen Gemengtheile und Gesteine des mittleren Buntsandsteins allerdings weniger auf, weil sie weniger massenhaft und scharf hervortreten, sind jedoch auch in ihnen so weit verbreitet, dass man annehmen darf, sie theilen die Zusammensetzung derselben als wasserhaltiger Thonerde-Silicate. Sie gehören aber zu den leichter zersetzbaren Modificationen derselben, da sie unter dem Rückstand der Digestion eines mergeligen Dolomites mit Chlorwasserstoffsäure zwar noch reichlich und wasserhaltend gefunden wurden, dagegen aus dem Rückstande einiger daran reicher dolomitischer Mergel nach anhaltender Digestion und wiederholter Eindampfung mit Chlorwasserstoffsäure, Aufnahme der gelösten Theile durch Wasser und der frei gewordenen Kieselsäure durch Sodalösung spurlos verschwunden, während die Glimmerblätter selbst nicht eben auffällig vermindert waren.

Glaukonitische, d. h. wasserhaltige, eisenschüssige, amorphe Silicate sind als Verwitterungs-, oder, allgemeiner gesagt, Umsetzungsprodukte der Glimmer recht selten zu beobachten.

Die Glimmer und ihre Abkömmlinge sind durch die Röth-Gesteine wohl am weitesten verbreitet und nehmen an ihrer Bildung einen ebenso massenhaften als wesentlichen Antheil.

2. Feldspath und seine Abkömmlinge.

Gemengtheile, an denen sich nicht nur die krystallographischen und physiographischen, sondern auch die chemischen Charaktere des Feldspathes nachweisen lassen, kommen im mittleren Buntsandstein, namentlich in seinen conglomeratischen Entwickelungen noch von recht leicht fassbarer Grösse vor, im oberen Buntsandstein erreichen sie nicht mehr makroskopische Grösse. Selbst solche rhombisch- oder oblong-tafelförmige oder prismatische Körner, wie sie in Figur 10, 11 und 12 dargestellt sind, gehören zu den Seltenheiten. Die krystallinische Umgrenzung derselben ist seltener

einfach, als durch Vor- und Rücksprünge abgesetzt; ihre Spaltbarkeit ist durch Haarspalten oder langgezogene Cavernen angezeigt; ihre bräunliche Farbe löst sich bei stärkster Vergrösserung weder immer, noch vollständig in Durchstäubung auf; chromatische Polarisation ist vorhanden, aber nicht lebhaft und nie in der den Viellingen eigenen bandartigen Streifung; auch tritt nicht immer zwischen gekreuzten Nikols vollständige Verdunkelung ein. Das Verhalten dieser Feldspathkörner ist also ganz dasjenige der Orthoklas-Feldspathe alter, mannichfaltigen Umwandlungsprocessen ausgesetzter Gesteine. Selbst solche Feldspathkörner, die mit bald scharfkantigen, bald weniger oder mehr abgeriebenen Spaltungsstücken übereinkommen, machen einen beträchtlichen Gemengtheil nur weniger Röthgesteine aus. Unregelmässig abgerundete, wohl abgeriebene, sehr trübe und nicht deutlich spaltbare Brocken, welche sich mindestens sehr wahrscheinlich auf Feldspath beziehen lassen, sind häufiger.

Daran schliessen sich mit ebenfalls sehr grosser Wahrscheinlichkeit als Feldspathabkömmlinge dunkle, von vielfach sich kreuzenden, unebenen Sprüngen durchzogene, in krümeligem Zerfalle begriffene Brocken an, die allmälig in Aggregate sehr kleiner, sich von einander lösender Knöllchen übergehen. Sie sind nur an ihren äussersten, dünnsten Rändern gelblich durchsichtig. Die einzelnen Knöllchen (s. Fig. 13) sind sehr klein; ihr Durchmesser beträgt nur 0,010—0,017 Millimeter; sie sind alle abgerundet, aber ebensowenig sphärisch, als einheitlich; sie haben vielmehr meist deutlich traubige Gestalten und lassen zwischen den einzelnen Trauben auch wohl opake Einklemmungen erkennen, welche mitunter Aehnlichkeit mit Kernen erhalten. Das Vorkommen der Kerne ist aber durchaus kein wesentliches und die dadurch erzeugte Aehnlichkeit der Knöllchen mit Aggregaten von organischen Elementartheilen oder Zellen dürfte eine rein zufällige sein. Die Knöllchen brechen das Licht nicht einfach, jedoch so, dass sie nicht nur im Ganzen, sondern auch in ihren einzelnen Trauben aus optisch verschiedenartig orientirten Theilen bestehen. Die eben beschriebenen Aggregate sowohl, als auch die Knöllchen, in welche sie zerfallen, sind sehr verbreitet und nehmen einen beträchtlichen



Antheil an der Bildung der thonigen Gesteine oder der Letten. Aehnliche Formen von Abkömmlingen der Feldspathe, namentlich kaolinartiger, sind mehrfach gegeben worden; ohne mich auf eine specielle Vergleichung einlassen zu wollen, schliesse ich mit der Bemerkung, dass ich mir Mühe gegeben habe, ihre Beschreibung und Abbildung naturgetreu zu geben mit Fernhaltung krystallographischer oder organologischer Vorurtheile.

In einem, allerdings günstigen, Falle (Hornstein vom Jenzig bei Jena) ergeben die oben beschriebenen Spaltungsstücke noch sehr nahe die Zusammensetzung eines trisilicatischen Kali-Natron-Feldspathes, in einem anderen sehr analogen Falle dagegen (Hornstein vom Kugelberg bei Cahla) fehlten Alkalien gänzlich, war aber nur wenig Wasser dafür eingetreten. Die durch Chlorwasserstoffsäure unlöslichen und unaufschliesslichen Theile von Letten, Mergeln und Dolomiten bieten häufig Zusammensetzungen, die auf Gemenge von Kali-Natron-Feldspath mit Glimmer und Kaolin hinweisen, wenn auch der erste wegen sehr feiner Vertheilung mikroskopisch nicht exact nachweisbar ist.

Ueber die chemischen Verhältnisse der Knöllchenaggregate lässt sich nur so viel sagen, dass die Lösungsrückstände, in denen sie vorwalten, im Vergleich zu dem gewöhnlichen Kaolin wasserarm sind, ihr Wassergehalt schwankt bei fünf Proben zwischen 0,5 % und 7 %, und dass sie zugleich 7—8 % Alkalien enthalten, demnach ihre Stellung zu den Kaolinen schlechthin bedenklich erscheint, vielmehr als ein Zwischenstadium zwischen Feldspath und Kaolin zu bezeichnen ist. Im Rückstande einiger mergeliger Letten nach anhaltender Digestion mit Chlorwasserstoffsäure und nachher Sodalösung erscheinen sie gemengt mit Glimmerblättchen und wenigen Feldspath ähnlichen Brocken sehr reichlich und ebensogross wie unter den aufgeschlämmten Theilen des Lettens, aber fast ganz frei von gelblicher oder bräunlicher Färbung oder Bestäubung und zugleich nahe wasserklar. Jedenfalls gehören sie zu den sehr schwer zersetzbaren Umwandlungsprodukten des Feldspathes.

Die Feldspathe und ihre Abkömmlinge stehen hinsichtlich ihrer Verbreitung durch die Gesteine des Röthes den Glimmern und Quarzen nur wenig nach, treten jedoch viel weniger selbständig auf.

3. Mikroschörlit. 4. Mikrozirkon. 5. Mikrolithen.

Kleine Krystalle, wie sie hin und wieder im mittleren Buntsandstein vorkommen, fehlen auch dem oberen nicht. Beispielsweise mögen die folgenden Erwähnung finden.

In dem nach Digestion mit Chlorwasserstoffsäure zurückgebliebenen Rückstande eines thonigen Dolomits vom östlichen Abhange des Jenzig bei Jena fand ich ein Krystallfragment von hexagonalem Habitus und derjenigen Aehnlichkeit mit Turmalin (s. Fig. 14), welche mir [1]) bereits bei Untersuchung der Kaoline des mittleren Buntsandstein aufgefallen und von mir als Mikroschörlit benannt worden war, ohne dass damit mehr als die Form-Aehnlichkeit behauptet sein sollte. Einige dieser Vorkommnisse haben später Wichmann [2]) vorgelegen; dieselben sind von ihm als wirkliche Turmaline anerkannt und als authigene Sandgemengtheile in Anspruch genommen worden.

In demselben Rückstande lagen noch zwei offenbar abgeriebene, aber sehr glatte, durch sehr lebhafte chromatische Polarisation ausgezeichnete Krystalle von tetragonal-prismatischem Habitus (s. Fig. 15), die ich vorläufig wegen ihrer Formenähnlichkeit mit Zirkon als Mikrozirkon bezeichne, ohne damit mehr als die Möglichkeit, oder auch Wahrscheinlichkeit der Zugehörigkeit zur Species Zirkon behaupten zu wollen.

Demselben Rückstande waren ausserdem noch Bröckchen aus gelben, braunen bis opaken Theilen zusammengesetzt, beigemengt, die deutliche Doppelbrechung besitzen und gelbe, einfachbrechende Krystallkörnchen. Die specifische Stellung beider lasse ich dahin gestellt sein.

Die Dünnschliffe der Hornsteine lassen namentlich in der Umgebung grösserer Quarzkrystalle und Krystallbrocken, gelbe Stäbchen und gelbliche Körnchen erkennen. Die Stäbchen liegen oft parallel zu einander und rechtwinklig gegen die Quarzflächen. Ich wage nicht, sie mit einer besonderen Mineralspecies zu vergleichen, muss sie daher, wie die vorigen, bei den Mikrolithen belassen.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 28, S. 94, 95, 1876.

[2]) Neues Jahrb. für Min. 1880, Bd. 2. Briefwechsel S. 2.

II. Freie Kieselsäure.

6. Quarz und Chalcedon.

Die den Gesteinen des Röth beigemengten Quarze erreichen nur selten makroskopische Grösse; sie stellen sich selten als ganze Krystalle dar oder auch nur als Bruckstücke von Krystallen, die wenigstens zum grösseren Theile ihres Umfangs geradkantig begrenzt sind, sondern in der Mehrzahl der Fälle als lediglich von unebenen Bruchflächen umschlossene Brocken. Diese Quarze sind von Cavernen durchschwärmt, von denen bei schwacher Vergrösserung die wenigsten sich deutlich öffnen, bei starker Vergrösserung hingegen alle unvollkommen abgerundete Umrisse erhalten, innerhalb deren Libellen eingeschlossen sind. Die Cavernen sind theils scharf- und schmal-, theils breit-umsäumt. Glaseier, sowie vom Rande aus eingestülpte Glasschläuche bieten sich häufig genug dar, um die Herkunft der Quarze aus porphyrischen Gesteinen wahrscheinlich zu machen. Auch kleine Apatitprismen und Mikrolithe fehlen als Einschlüsse in ihnen nicht.

Neben den Körnern und Brocken ächten d. h. optisch einheitlich orientirten Quarzes finden sich auch Ausfüllungsmassen von optisch confus orientirten, fest miteinander verbundenen Quarzkeilen und Flasern oder Chalcedonen, innerhalb deren übrigens ebenfalls Cavernen, Apatite und Mikrolithe auftreten.

Der Umstand, dass die Quarzkörner und Brocken nie quarzitisch überkrustet sind, erscheint deshalb bemerkenswerth, weil solche Ueberkrustungen im mittleren Buntsandstein sehr gewöhnlich sind.

Quarzitische Einstreuungen fehlen nur sehr wenigen Röthgesteinen, namentlich den lettigen; viele derselben sind reich daran, werden dann sandig und gehen in eigentliche Sandsteine über.

III. Carbonate.

7. Dolomite.

Die carbonatischen Gemengtheile, als Ganzes zusammengenommen, enthalten stets Calcium und Magnesium zugleich, und

zwar oft in so nahe gleichen Aequivalenten, dass man sie danach als echte Dolomite zu bezeichnen hätte. Allein sie lösen sich bereits in verdünnter und kalter Chlorwasserstoffsäure so rasch auf, dass sie wahrscheinlicher mechanische Gemenge, als isomorphe Mischungen sind. Gewöhnlich tritt auch Eisencarbonat hinzu, welches jedoch meist unter Verfärbung der Gesteine in das Gelbe und Braune in Eisenoxydhydrat übergegangen ist. Von Mangan-Carbonat sind nur Spuren nachweisbar. Obgleich die carbonatischen Gemengtheile sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch nur selten krystallographisch bestimmbar sind, so liegt doch kein Grund vor, sie einem anderen Krystallsystem, als dem rhomboëdrischen unterzuordnen, wofür ja auch der meist hohe Magnesiumgehalt spricht, der den rhombischen Carbonaten fern bleibt. Die Carbonate walten nicht selten bis zur Selbständigkeit vor; sie treten ebenso häufig bis zum vollständigen Verschwinden zurück.

8. Malachit.

Kleine, aber doch makroskopisch deutliche Malachitkörnchen, Rothkupfererzkerne umschliessend, sind seltene Accessorien, namentlich der Hornsteine.

IV. Sulphate.

Von Sulphaten nimmt Gyps einen sehr wesentlichen Antheil an der Bildung des Röth, Bittersalz und Cölestin einen sehr unbedeutenden. Das erstere stets als secundärer, der zweite nur als accessorischer Gemengtheil.

9. Gyps.

Der Gyps ist stets krystallinisch, häufig polysynthetisch entwickelt. Er erscheint jedoch gewöhnlich nur kurz- und schmalspäthig, schuppig, oder faserig, seltener breitspäthig, am seltensten feinkörnig bis makroskopisch dicht.

Sein Vorkommen ist ein sehr verbreitetes, theils selbständiges, theils an andere Mineralien, namentlich dolomitische Carbonate, thonige Silicate und Quarzite gebundenes.

10. Bittersalz.

Die Ausblühung des Bittersalzes an den Gypsfelsen der Teufelslöcher bei Jena ist bereits von dem ebenso scharfsinnig beobachtenden, als genau beschreibenden Batsch[1]) bemerkt und festgestellt worden. Wackenroder[2]) hat dieselbe aus der Einwirkung des Wassers auf ein Gemenge von Calcium-Sulphat und Magnesium-Carbonat erklärt. Enthielte der Gyps das Bittersalz als eine ursprüngliche Beimengung, so würde es sich an jeder feuchten Gypswand zeigen; das ist aber nicht der Fall, vielmehr ist es gerade an den Teufelslöchern mit feinst vertheiltem Dolomit gemengt. Das Bittersalz ist ein secundäres Mineral, welches sich an der Aussenseite und zwischen den klaffenden Schichtenfugen derjenigen Gypswände reichlich ansammeln kann, die gegen Wind und Regen einigermaassen geschützt sind. Die Ausblühung ist während trockener Sommer und Herbste mitunter so reichlich, dass sie den Gypswänden ein schneeweiss-bestäubtes Aussehen giebt. Sie besteht übrigens nicht ausschliesslich aus Bittersalz, sondern aus einem Gemenge desselben mit Gyps, Dolomit und Letten. Eine technische Bedeutung hat sie nicht, wohl aber übt der Bittersalzgehalt des Wassers, welches durch dolomitführende Gypsfelsen hindurch gegangen ist, gelegentlich einen Einfluss auf den Gesundheitszustand der Wohnstätten aus, welche sich solchen Wassers für ökonomische Zwecke bedienen müssen. Eine Bittersalzhaltige Quelle, welche aus den Gypsfelsen der Teufelslöcher entspringt, hat man zwar als einen Gesundbrunnen gerühmt; die Quellen, auf deren Benutzung Jena-Priessnitz bei Jena angewiesen ist, wirken dagegen während anhaltend trockner Sommer und Herbste entschieden gesundheitswidrig.

11. Cölestin.

Von Cölestin finden sich im Röth blos Spuren und zwar nur im mittleren Rhizocoralliumdolomit und im Hornstein, welche

---

[1]) Batsch, Taschenbuch für mineralogische Excursionen in die umliegende Gegend von Jena. Weimar 1802. S. 303.

[2]) Wackenroder, Beiträge zur Kenntniss der Formation des Muschelkalkes und des bunten Sandsteins bei Jena. Jena 1830. S. 22 ff.

am Abhange des Hausberges ziemlich breit ausstreichen. Diese Spuren sind deutlich krystallinisch, namentlich spaltbar, aber doch nicht krystallographisch definirbar, blass- bis dunkel fleischroth. Im Rhyzocoralliumdolomit treten sie häufiger auf, als im Hornstein. Der erste ist cavernös von resorbirten Muschelschalen, und an der Innenseite solcher Cavernen sitzen die Cölestine gruppenweise häufiger auf, als sie in einzelnen Körnchen von der Gesteinsmasse eingeschlossen sind, wie in den Hornsteinen. Vor dem Löthrohre decrepitiren sie so heftig, dass es schwer hält, eine Probe davon so lange in der Flamme zu erhalten, bis sie geschmolzen ist und carminrothes Glühlicht giebt. Mit Natriumcarbonat schmelzen sie zu einem weissen hepatischen Email zusammen; in Salpetersäure lösen sie sich sehr langsam und schwer auf. Die rothe Färbung ist allerdings den Cölestinen nicht gewöhnlich, ist aber von mir [1]) gerade bei einem ausgezeichneten Cölestinvorkommen in der Trias beobachtet worden, nämlich bei dem der untersten Keuperschichten im Salzschachte bei Erfurt.

V. Phosphate.

12. Apatit.

Die Beimengung des Apatits ist eine zwar sehr sparsame, aber zugleich allgemein verbreitete. Sie ist eine theils selbständige, d. h. gleichwerthige mit den übrigen Gemengtheilen und dann von wenigstens mikroskopisch ansehnlicher Grösse (s. Fig. 12), theils eine den Quarzkörnchen untergeordnete, dann sehr minutiöse. Der Apatit erscheint stets in deutlich hexagonalen, wenn auch krystallographisch nicht ins Einzelne definirbaren Krystallen von meist gelber bis gelbbrauner, düsterer Farbe, herrührend von ferritischen Beimengungen; parallel der Hauptaxe sind längliche, die äusseren Umrisse mehr oder weniger genau wiederholenden Hohlräume oder Einschlüsse nicht eben selten.

---

[1]) Pogg. Ann. 120, 637 ff. (1863).

Der Gehalt an Apatit beträgt nach Maassgabe der später aufzuführenden chemischen Analysen in den Hornsteinen zwischen 0,19 % und 0,4 %, in den Mergeln 0,29 % bis 1,187 %, in den Dolomiten etwa 1,58 %.

VI. Chloride.

13. Steinsalz.

Wie den mittleren, so darf man auch den oberen Buntsandstein Ostthüringens nicht zu den Salz führenden Formationsgliedern der Triasgruppe zählen, die man im Uebrigen als das Salzgebirge zu bezeichnen für gut befunden hat.

Steinsalz selbst ist im thüringischen Röth noch nicht aufgefunden worden, auch wird sein Vorkommen durch einen mehr als gewönlichen Salzgehalt der aus ihm entspringenden Quellen nicht angezeigt, sondern nur durch verzogene cubische Hervorragungen über die Schichtflächen gypsführender Sandsteine, welche die charakteristischen Eigenthümlichkeiten der Chlornatrium-Krystalle an sich tragen, in welchen man[1]) desshalb Afterkrystalle von Steinsalz anerkennt. Ich habe ausser der einen schon vor langer Zeit von mir[2]) beschriebenen Fundstätte dieser sogenannten krystallisirten Sandsteine am Hausberge, da wo sich der Oberweg von Jena nach Ziegenhain mit einer breiten Regenfurche kreuzt, einen weiteren aus der Umgebung von Jena nicht namhaft zu machen. Wohl aber hat Speyer[3]) schwache Sandsteinschichten mit der gleichen Steinsalz-Pseudomorphosen den Röthmergeln zwischen Freiburg a. U., Donndorf und Querfurt eingelagert gefunden.

VII. Oxyde und Oxydhydrate.

14. Ferrit.

Obgleich die sehr oft tiefrothe Farbe des Röth lediglich von beigemengten Eisenoxyd und Eisenoxydhydraten, mitunter wohl

---

[1]) S. Zenker, Historisch-topographisches Taschenbuch v. Jena.

[2]) S. Schmid und Schleiden, die geognostischen Verhältnisse des Saalthales bei Jena. 3, 12.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 29, S. 205. (1877).

auch etwas Eisenoxydoxydul, also Roth-, Braun- und Magneteisenstein, die unter dem Namen Ferrit zusammengefasst werden sollen, herrührt, so zeigt sie doch nicht sowohl einen hohen Gehalt, als vielmehr eine sehr feine Vertheilung an.

Grössere Anhäufungen von reinem Ferrit fehlen ganz; dieselben erreichen nicht einmal makroskopische Grösse und stellen sich unter dem Mikroskop vorzugsweise als Durchstäubung und Trübung, oft von kaum körnig-auflösbarer Feinheit dar. Rotheisenstein erweist sich überall als primärer Gemengtheil; Brauneisenstein dürfte meist als ein Verwitterungsprodukt eisenschüssiger Carbonate anzusehen sein; auf Magneteisenstein werden wohl die opaken Ein- und Umlagerungen des Glimmers zu beziehen sein.

15. Rothkupfererz.

Die dunkeln Kerne der Malachiteinschlüsse in den Hornsteinen sind so klein und selten, dass nur wenige Versuche mit ihnen angestellt werden konnten. Vor dem Löthrohr lassen sie sich zu Kupfer reduciren; sie geben nur schwache, ja nicht einmal deutliche Schwefel-Reactionen; sie sind weder milde noch glänzend; ihr Strich ist rothbraun. Ihr Verhalten stimmt demnach mit dem des Rothkupfererzes überein, dem mitunter etwas Kupferglanz beigemengt ist.

VIII. Sulphide.

16. Schwefelkies. 17. Kupferkies. 18. Kupferglanz. 19. Bleiglanz.

Wie die Erzführung für die thüringischen Trias überhaupt, so ist sie im Besonderen für das Röth und namentlich in Bezug auf die Sulphide ohne allen Belang.

In den dolomitischen und quarzitischen Gesteinen des Röth, auch im Gyps[1]) finden sich mitunter Körnchen von Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz, wohl auch Kupferglanz, als Grundlage der Rothkupfererz- und Malachiteinschlüsse.

[1]) Siehe Batsch, Taschenbuch für mineralogische Excursionen in die umliegende Gegend von Jena. S. 289. 1802.

IX. Schwefel.

20.

Der scharf beobachtende und durchaus zuverlässige Batsch[1]) beschreibt ein von befreundeter Hand an der vorderen Seite des Hausberges bei Jena gefundenes Gyps-Rollstück, an welchem Schwefel in einer etwa $^2/_3$ Zoll breiten und $^1/_3$ Zoll dicken Masse theils an-, theils auflag und giebt von ihm eine völlig exacte Bestimmung. Dieser Fund geht jedoch bis auf den Anfang dieses Jahrhunderts zurück und hat sich seitdem nicht wiederholt. Ich halte ihn für authentisch, um so mehr, als er keine neue Mineralaggregation betrifft.

X. Bituminöse Kohle.

21. Gagat.

Zu derjenigen Modification von bituminöser Kohle, welche man Gagat nennt, stellt Batsch[2]) einen von ihm selbst im Thon zwischen den Gypsschichten an den Teufelslöchern bei Jena gefundenen, nicht über 2 Linien langen und 1 Linie dicken Brocken einer schwarzen, etwas milden, auf frischem Bruche harzglänzenden, mit bituminösem Geruch verbrennlichen Substanz. Obgleich sich dieses Vorkommen seit dem Jahre 1796 nicht wiederholt hat, so liegt durchaus kein Grund vor, ihn anzuzweifeln. Nach Batsch's Beschreibung war er demjenigen sehr ähnlich, den ich[3]) zu Anfang der 40er Jahre wiederholt aus dem untersten Muschelkalke der Cölestingruben von Wogau bei Jena erhielt, und in dessen Rückstande nach andauernder Auslaugung mit Ammoniak Schleiden[4]) eine Mannichfaltigkeit von wohlerhaltenen gymnospermen und

---

[1]) Batsch, Taschenbuch für mineralogische Excursionen in die umliegende Gegend von Jena. S. 298 (1802).

[2]) Batsch, Taschenbuch für mineralogische Excursionen in die umliegende Gegend von Jena. S. 299—301 (1802).

[3]) E. E. Schmid und Schleiden, die geognostischen Verhältnisse des Saalthales bei Jena. S. 19 (1846).

[4]) E. E. Schmid und Schleiden, die geognostischen Verhältnisse des Saalthales bei Jena. S. 67, Taf. V, Fig. 1—17.

dikotyledonischen Pflanzenresten entdeckte. Auch diese Fundgrube schien erschöpft zu sein, hat aber in neuester Zeit wieder etwas ergeben, zufolge des Aufschwungs, den die Cölestingräberei während des letztvergangenen Jahres genommen hat.

22. Bitumen.

Die dunkele Farbe mancher, namentlich lettiger Röthgesteine rührt von bituminösen Beimengungen her, die sich jedoch nicht, weder in makroskopisch, noch in mikroskopisch selbständigen Formen darbieten.

Schluss.

Von den Gemengtheilen des Röthes ist mit Ausnahme der Sulphate keiner dem mittleren und unteren Buntsandstein fremd. Zugleich fehlt dem Röth keiner der Gemengtheile des mittleren und und unteren Buntsandsteins, wenn man von den Conglomeraten absieht, die aber auch im letzteren zu den Seltenheiten gehören. Aber das Mengungsverhältniss ist ein wesentlich anderes.

Die Gesteine des ostthüringischen Röthes.

Das ostthüringische Röth ist im Wesentlichen ein Mergelgebilde mit untergeordnetem Gyps. Die Mergel aber sind sehr mannichfaltige und wechselnde Gemenge von thonigen Silicaten und dolomitischen Carbonaten mit Quarz und gehen durch Vorwalten und Zurücktreten der einzelnen Gemengtheile in schieferige Thone — Letten —, Dolomite, Quarzsandsteine und Hornsteine über. Die Gypse stellen sich zwar auch ganz rein dar, gewöhnlich aber im Gemenge mit thonigen Silicaten und dolomitischen Carbonaten.

I. Mergel.

Die Mergel sind weich, d. h. der Zusammenhalt ihrer Gemengtheile ist so schwach, dass er meist schon durch Reiben mit

dem Fingernagel aufgehoben wird; dieselben sind im trocknen Zustande bröcklich, im feuchten zäh bis plastisch. Ihr Bruch ist glatt bis erdig, eben bis flachmuschelig ins Unebene. Sie fühlen sich seltener rauh, häufiger fettig an und werden, mit einem harten Gegenstande gerieben, seltener matt, häufiger glänzend. Ihre Farbe ist vorwaltend ziegelroth, geht aber durch fast alle Zwischenstufen in licht-grau, -bläulich oder -grünlich über; sie wechselt vielfach, bald mit scharfen, bald mit verwaschenen Grenzen, sowohl Schicht- als Fleckenweise; die Flecken entwickeln sich sowohl innerhalb einzelner Schichten, als auch stärkerer Schichtcomplexe.

Ihre Schieferung ist meist sehr dünn und erzeugt verbunden mit ihrer Schwindung beim Austrocknen einen hohen Grad von Bröcklichkeit.

Wasser saugen sie meist sehr begierig auf, werden damit zuerst schlüpferig, quellen dann auf und zerweichen oft von selbst, stets unter Nachhülfe sehr mässigen Druckes zu plastischem Teige, der sich in Wasser, besonders heissem zum grössten Theil bis vollständig aufschwämmen lässt, aber nach tagelanger Ruhe wieder vollkommen absetzt. Der wieder abgesetzte Teig zieht sich während des Austrocknens wieder stark zusammen und zerreisst dabei in polygonale Stücke. Dem entspricht das Verhalten der Mergel beim Wetterwechsel im Freien. Nach anhaltender Nässe bilden sie einen weichen, glitschigen Boden, nach anhaltender Trockenheit einen harten, von vielen Rissen, in welche der Stock oft fusstief einsinkt, durchzogenen oder mit leicht beweglichen Bröckchen überschütteten Boden.

Wasser nimmt zugleich aus den Mergeln eine bald grössere, bald geringere Menge von Calciumsulphat und eine stets schwache Spur von Chlornatrium auf.

Unter Chlorwasserstoffsäure entwickeln die Mergel, auch ohne vorherige Erwärmung, Kohlensäure. Aber dabei werden nicht nur die Carbonate, sondern auch ein Theil der Silicate zersetzt, Ferrite und Apatite gelöst.

Wendet man concentrirte Chlorwasserstoffsäure an, dampft langsam und wiederholt bis zur Trockniss ein, und nimmt wiederum

mit verdünnter Salzsäure auf, so enthält die Lösung ausser Kalk- und Talkerde mit etwas Eisenoxydul auch reichlich Eisenoxyd mit etwas Manganoxyd und Thonerde mit etwas Kali und Natron. Der ungelöste Rückstand ist stets sehr licht-grünlich, -bläulich oder -grau. Er enthält neben unzersetzten Silicaten und Quarz auch freie Kieselsäure, die von Sodalösung aufgenommen wird. Diese letztere gehört selbstverständlich den durch Chlorwasserstoffsäure aufschliesslichen Silicaten an.

Als Beispiele von dolomitischer bis lettiger Beschaffenheit der Mergel wurden drei makroskopisch homogene, glatt, flachmuschelig bis eben brechende Proben ins Einzelne untersucht, nämlich:

1) eine lichtgrünlich graue, kaum fettig anzufühlende, beim Reiben mit einem Polirstahl mattwerdende; sie stammt vom westlichen Abhange des Jenzigs bei Jena;

2) eine dunkelziegelrothe, nicht fettig anzufühlende, beim Reiben mit dem Polirstahl mattwerdende, ebenfalls vom westlichen Abhange des Jenzigs bei Jena;

3) eine grünlichgraue, fettig anzufühlende, beim Reiben mit einem Polirstahl glänzend werdende, vom Abhange des Kugelberges über Gumperda bei Cahla.

Alle drei Proben enthalten lufttrocken einige (2—5) Procente Wasser, die sie bei Erwärmung bis 100° C. verlieren. Wasser saugen sie gleich schnell und gleich reichlich auf und zerweichen bei gewöhnlicher Temperatur langsam, bei Siedehitze schneller, jedoch nicht ohne Nachhülfe eines leichten Druckes, etwa zuletzt mittels eines hölzernen Pistills, zu einem gleichförmigen Teige, der weder unaufschlämmbare, noch schwebende Theile enthält, d. h. sich mit den mässig bewegten Wasser ohne Rückstand hebt, aus ihm aber nach etwa 24 stündiger Ruhe wieder vollständig absetzt.

Was sich zuerst absetzt, besteht aus einem Gemenge der oben beschriebenen Knöllchenaggregate und Knöllchen mit Glimmerblättchen und den ihnen anhaftenden nierförmigen, traubigen und oolithischen Aggregaten, so zwar, dass die ersteren vor den zweiten sehr vorwalten. Bröckchen, die man mit einiger Sicherheit als Feldspathtrümmer deuten könnte, sind

Seltenheiten; Spuren von Quarz konnten nur in der ersten Probe erkannt werden. Apatitprismen finden sich sehr wenige. Gelbbraune, rothbraune, bis opake Ferrite in selbständigen Formen machen sich nicht bemerklich; ihr Vorkommen ist auf Körnchen, Flöckchen und griesige bis staubige Einlagerung und nahe gleichmässige Durchstäubung beschränkt; in der ersten Probe und überhaupt in den lichten Gesteinen fehlen sie fast gänzlich, in der dritten Probe und überhaupt in den dunkelrothen Gesteinen sind sie auffällig. Welchen Antheil die Carbonate an dem Gemenge auch der gröbsten Theile nehmen, bleibt auch bei mikroskopischer Betrachtung unentschieden. Lässt man Chlorwasserstoffsäure unter dem Mikroskope einwirken, so stellen sich, scheinbar plötzlich, sogleich grössere Gasblasen ein, ohne dass man erkennen könnte, von welchen Theilen sie ausgehen. Der Rückstand nach Digestion des Aufgeschlämmten mit verdünnter Chlorwasserstoffsäure bis zur Austreibung der Kohlensäure unterscheidet sich mikroskopisch nicht wesentlich von dem Aufgeschlämmten selbst. Hat man das Aufgeschlämmte wiederholt mit concentrirter Chlorwasserstoffsäure eingedampft, das gelöste mit Wasser aufgenommen und die frei gewordene Kieselsäure durch Digestion mit Sodalösung entfernt, so besteht der Rückstand aus Glimmerblättchen, Knöllchenaggregaten und Knöllchen, die jedoch völlig farblos und klar geworden sind. Die Glimmerblätter sind jedoch entschieden verkleinert und die nierförmigen, traubigen und oolithischen, ihnen vor der Digestion anhaftenden Aggregate fast spurlos verschwunden.

Die später sinkenden, feineren Theile des Aufgeschlämmten unterscheiden sich von den zuerst sinkenden, gröberen Theilen nicht durch andere Formen, sondern nur durch weitere Vertheilung und Verkleinerung der Glimmerblätter, durch Abtrennung der nierförmigen u. s. w. Aggregate von ihnen, sowie durch Vereinzelung der Knöllchen.

Die Resultate der Gesammtanalysen der bezeichneten drei Mergelproben sind unter No. 3, 4 und 5 der nach der Beschreibung der Hornsteine eingeschalteten Tabelle I zusammengestellt. Sie stimmen unter sich ziemlich nahe überein, begründen ein günstiges Urtheil über den Werth der Röthmergel bei der

Bodenbildung, stehen aber zu den Resultaten der mikroskopischen Analysen noch nicht in einer bestimmten Beziehung. Eine solche wird erst durch Hinzunahme der Partialanalysen mittels Chlorwasserstoffsäure vermittelt, wie es dieselben Nummern der Tabelle II zeigen. Aus derselben ersieht man zuerst, dass von einer durch die ganze Reihe der Mergel übereinstimmend hindurchgehenden isomorphen Mischung von Calcium- und Magnesium - Carbonat nicht die Rede sein kann, und findet in Uebereinstimmung mit der leichten Zersetzbarkeit durch Chlorwasserstoffsäure, die Annahme einer bloss mechanischen Mischung zwischen beiden Carbonaten als die wahrscheinlichere begründet. Auf die in Chlorwasserstoffsäure aufschliesslichen Silicate entfällt ein nicht unbeträchtlicher Theil der Talkerde, ein ansehnlicher Theil der Alkalien und des Wassers. Qualität und Quantität der dazu gehörigen Elemente gestatten sehr wohl, diese Silicate als ein Gemenge von Glimmern wahrscheinlich der Biotitreihe mit Kaolinartigen Abkömmlingen derselben aufzufassen. Zu den letzten würden namentlich die nierförmigen, traubigen und oolithischen Aggregate zu stellen sein, welche demnach als Glimmerkaoline zu bezeichnen sein würden. Die in Chlorwasserstoffsäure nicht aufschliesslichen Silicate enthalten sehr wenig Kalkerde, wenig Talkerde, aber mehr als drei Viertheile des Alkaligehaltes und einen ansehnlichen Theil des Eisenoxydes. Qualität und Quantität der zugehörigen Elemente weisen auf ein Gemenge von trisilicatischen Feldspath, mit einem minder Kieselsäure-reichen Silicate, etwa einem Gliede der Glimmerreihe und mit Kaolinartigen Abkömmlingen derselben namentlich der Feldspathe hin. Auf diese Letzten sind wohl die Knöllchen und Knöllchenaggregate zu beziehen, deren gegen die Kaoline der aufschliesslichen Silicate scharf contrastirende Form einen anderen Ursprung bedingt; — und welcher wäre dann wahrscheinlicher, als der aus Feldspath? Bezeichnet man die Knöllchen und ihre Aggregate als Feldspathkaoline, so hat man mindestens einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit für sich.

Als selbständig auftretendes Eisenoxyd ist das in der Chlorwasserstoffsäurelösung enthaltene Eisen genommen. Diese An-

8*

nahme ist eher zu hoch, als zu niedrig, da etwas davon auch dem leicht aufschliesslichen Glimmer angehören kann. Indem ich bisher stets von Ferrit gesprochen habe, meine ich damit, dass neben Eisenoxyd, wohl auch Eisenoxydhydrat auftreten mag, wie sich aus der oft braunen Färbung der Ferriteinlagerungen ergiebt.

Das vorkommende Eisenoxydul kann ebensowohl den Carbonaten, wie den leicht aufschliesslichen Silicaten angehören. Ohne darüber entscheiden zu können und zu wollen, habe ich der Einfachheit wegen zur Sättigung der Kohlensäure nur Kalk- und Talkerde verrechnet.

Die Angabe der Procentzahlen für Apatit und Gyps beruht auf der Bestimmung des Phosphorsäure- und Schwefelsäuregehaltes unter Zutheilung der erforderlichen Menge von Kalkerde und Wasser.

Die Carbonatreichen Mergel enthalten sehr selten, die Thonreichen nie organische Ueberreste.

II. Letten.

Zwischen Mergel und Letten ist eine scharfe Grenze nicht zu ziehen. Die Mergel gehen mit allmäliger Abnahme des Carbonatgehaltes fast stetig in die Letten über. Diese Letzten sind recht weich, brechen fein erdig bis glatt, eben bis flachmuschelig, werden beim Reiben mit einem harten glatten Körper glänzend und fühlen sich fettig an. Schon im trocknen Zustande sind sie zähe, im nassen plastisch, plastischer als die Mergel. Ihre Farbe ist vorwaltend grau ins Grüne, Blaue und Rothe, seltener ziegelroth, verhält sich aber übrigens wie diejenige der Mergel.

Ihre Schieferung ist dünner, als diejenige der Mergel, und nicht in gleichem Grade mit Bröcklichkeit verbunden.

Die Letten saugen Wasser noch begieriger auf, als die Mergel, werden noch schlüpfriger und quellen stärker auf, zerweichen aber doch nicht so leicht, und zergehen auch nach längerer Erwärmung bis zum Sieden ohne nachhelfenden Druck nicht zu einem gleichförmigen Teig. Beim Schlämmen und beim Witterungswechsel im Freien verhalten sie sich fast ebenso, wie die Mergel.

Wasser entzieht den Letten nach anhaltender Digestion nur Spuren von Calciumsulphat und Chlornatrium.

Unter Chlorwasserstoffsäure entwickeln sie wenig bis keine Kohlensäure; im Uebrigen verhalten sie sich wie die Mergel.

Als ein typisches Beispiel wurde ein dunkelröthlich grauer Letten vom Abhange des Kugelberges über Gumperda bei Cahla untersucht.

Durch anhaltende Digestion mit Wasser und Zerdrücken mittels eines hölzernen Pistills wird er in einen zähen Teig übergeführt, welcher sich vollständig aufschlämmen lässt und aus dem Wasser nach eintägiger Ruhe wieder vollständig absetzt.

Die mikroskopische Analyse des Aufgeschlämmten führt, wie es nicht anders zu erwarten ist, zu denselben Resultaten, welche die Mergel ergeben haben; der Unterschied zwischen den Mergeln und den Letten liegt eben allein im Carbonatgehalte der ersten, und die Carbonate sind mikroskopisch nicht bemerkbar; Quarzkörnchen sind nicht nachweisbar.

Die chemischen Gesammt- und Partialanalysen dieses Lettens sind unter No. 6 der nach der Beschreibung der Hornsteine eingeschalteten Tabellen aufgeführt. Der durch Chlorwasserstoffsäure aufschliessliche Theil der Silicate bietet die Bestandtheile eines Magnesiaglimmers dar mit einem Ueberschusse von Eisenoxyd, könnte also als ein Gemenge von Glimmer und Ferrit aufgefasst werden; ein kaolinischer Gemengtheil ist jedoch dadurch nicht ausgeschlossen. Der durch Chlorwasserstoffsäure nicht aufschliessliche Theil der Silicate kann auf ein Gemenge von trisilicatischem Kalifeldspath, Kaliglimmer und Kaolin berechnet werden. Die Berechnung beider Theile kann jedoch ohne willkürlich eingeschobene Hypothesen nicht ausgeführt werden.

Der Gehalt an Apatit und Gyps ist ebenso berechnet wie bei den Mergeln.

Von organischen Ueberresten sind die Letten frei.

III. Thonige Dolomite.

Wie die Mergel bei abnehmendem Carbonatgehalt in die Letten übergehen, so bei zunehmenden in die Dolomite. Manche

Mengungsverhältnisse zwischen Carbonat und Silicat nehmen jedoch desshalb eine gewisse Selbständigkeit in Anspruch, weil sie nicht mehr mit dem Vermögen der mechanischen Aufsaugung des Wassers und des Erweichens im Wasser verbunden sind, sondern bei makroskopischer Homogeneïtät einen höheren Härtegrad bedingen und noch keine Spur von krystallinischer Körnigkeit erkennen lassen, vielmehr völlig dicht sind. Ich bezeichne sie als thonige Dolomite, ohne mich ausführlich darüber zu rechtfertigen, wesshalb ich die z. B. von Kenngott [1]) aufgeführten Namen »verhärtete Mergel, Steinmergel, Mergelsteine«, die ohne Zweifel darauf angewendet werden dürften, zur Seite schiebe; insonderheit den auch neuerdings von fränkischen Geologen mehrfach auf Keupergesteine bezogenen Namen Steinmergel halte ich eben für sprachwidrig. Mögen die Resultate der Untersuchung von zwei solcher thonigen Dolomite hier eine Stelle finden.

Die eine Probe entstammt dem oberen Röth am östlichen Abhange des Jenzigs bei Jena und zeichnet sich nicht nur durch feine, oft mehr als 0,2 Meter betragende Mächtigkeit aus, sondern auch durch seinen Reichthum an organischen Ueberresten, namentlich dicht an einander gedrängten Abdrücken einer kleinen *Corbula*-art und sparsam dazwischen vertheilten der *Myophoria costata* Zenk, Fischschuppen und Zähnen, meist zerbrochenen, auch Pflanzenabdrücken.

Das Gestein ist grau mit grünen von Malachit herrührenden Flecken, sehr cavernös von resorbirten Muschelschalen. Von Chlorwasserstoffsäure wird es schon in der Kälte angegriffen, bei Erwärmung rasch gelöst bis auf einen mässigen Rest. In der Lösung sind ausser

Kalkerde	30,3 %
Talkerde	22,6 %

durch welche die vorhandene Kohlensäure gerade zu:

Calcium-Carbonat	47,8 %
Magnesium-Carbonat	39,1 % —

---

[1]) Kenngott, Elemente der Petrographie 1868, S. 215.

gesättigt wird, viel Thonerde, wenig Eisenoxyd u. A. übergangen. Der ungelöste Rest beträgt 9,9 %; im nassen Zustande schlüpfrig bis schleimig, trocknet er zu einem staubigen Pulver ein, welches unter dem Mikroskope als ein Gemenge von Glimmerblättchen und Quarzkörnchen mit wenigen anderen Krystallbrocken besteht. Der Glimmer ist theils breit-, theils schmalblätterig, mit schuppig abgeriebenen oder scharf abgebrochenen Rändern, farblos bis blassgrün; zwischen den Blätterdurchgängen sind mitunter schmale Leisten, häufig nierförmige, traubige und oolithische Aggregate eingelagert. Die schmalen Leisten (s. Fig. 1) erscheinen bei schwacher und mittlerer Vergrösserung als feine schwarze Linien und Nadeln und zeigen erst bei starker Vergrösserung zwischen scharfen dunkeln Umrissen klare Zwischenräume, die sich optisch ganz gleich verhalten, mit dem umgebenden Glimmer. Die nierförmigen, traubigen und oolithischen Aggregate (s. Fig. 6 und 7) gleichen in Allem den bereits besprochenen Glimmerkaolinen. Der Quarz ist kleinbröckelig; er umschliesst zahlreiche aber sehr kleine Cavernen. Die Krystallbrocken sind theils doppelbrechende farblose, gelbe, braune bis opake Aggregate, theils einfachbrechende Körnchen, zwischen denen als Seltenheiten die oben beschriebenen Mikroschörlite (Fig. 14) und Mikrozirkone (Fig. 15) vorkommen.

Eine andere Probe stand am Gehänge über der Unstrutaue zwischen Nebra und Metzendorf an. Ich nahm sie in Begleitung mehrerer geologischer Fachgenossen auf, von denen sie bestimmt als Thonquarz, von dem nachher die Rede sein soll, in Anspruch genommen wurde. Dieselbe bricht splitterig; die Bruchfläche ist feinkörnig und schimmert schwach. Ihre Dichte beträgt 2,82. Sie ist makroskopisch homogen und schwerer ritzbar, als die gewöhnlichen Kalksteine. Unter verdünnter kalter Chlorwasserstoffsäure braust sie stark und anhaltend auf und löst sich bis auf einen geringen Rest. Die Auflösung enthält neben Thonerde, Eisenoxyd und Alkalien 30,3 % Kalkerde und 22,6 % Talkerde, das Gestein also muthmaasslich:

Calcium-Carbonate 64,1 %
Magnesium-Carbonate 24,9 % —

kann also nach diesem Mischungsverhältniss bereits als ein Dolomit und zwar als ein dichter Dolomit angesehen werden. Der unlösliche Rest beträgt 1,1 %, ist schmutzig weiss, schlämmt sich leicht und vollständig auf und erhält sich lange schwebend. Unter dem Mikroskope zeigt er erst bei mittlerer Vergrösserung deutliche Einzelformen, nämlich abgerundete, klare, dunkele, aber scharf umsäumte Blättchen, die auf zerfallenen Glimmer hinweisen.

Das Gestein umschliesst nur undeutliche Spuren von organischen Ueberresten.

IV. Dolomite.

Die Carbonate des Röth treten nicht in gleichem Maasse selbständig auf, wie die thonigen Silicate, vielmehr sind sie in qualitativ, wie quantitativ mannichfaltiger Weise mit thonigen Silicaten, Ferriten, Quarz und Chalcedon, auch Gyps gemengt. Sie enthalten stets Calcium und Magnesium nach nahe gleichem Aequivalentverhältnissen neben einander, während das Eisen nur untergeordnet auftritt, auch häufig unter Bildung von Eisenoxydhydrat aus dem Carbonat ausgeschieden ist; sie sind auch meist krystallinischkörnig, wenn auch äusserst feinkörnig entwickelt; insofern bezeichnet man sie mit Fug und Recht als Dolomite. Allein sie lösen sich, worauf schon wiederholt aufmerksam gemacht wurde, bereits bei gewöhnlicher Temperatur in mässig concentrirter Chlorwasserstoffsäure so leicht und vollständig auf, dass man geneigt wird, sie eher für mechanische Gemenge, als für isomorphe Mischungen zu halten.

Diese Dolomite haben vorwaltend graue, in das Gelbliche, Röthliche und Bräunliche übergehende Farben; sie sind schwer zersprengbar und brechen in feinkörnigen, rauhen bis unebenen Flächen. Makroskopisch erscheinen sie homogen mit Einschlüssen von Gypslamellen, Cölestin- und Bleiglanzkörnchen, seltener Quarzbröckchen und Glimmerblättchen. Cavernen sind häufig; sie rühren gewöhnlich von resorbirten Muschelschalen her.

In Chlorwasserstoffsäure löst sich ihr carbonatischer Antheil — wie bereits bemerkt — leicht auf, der silicatische wird durch

Eindampfen mit concentrirter Chlorwasserstoffsäure wenig angegriffen.

Zur detaillirten Untersuchung wurden zwei homogene versteinerungsreiche, namentlich das Relief von *Rhizocorallium jenense* tragende Gesteine, das eine vom Abhange des Kugelberges, über Gumperda bei Cahla, das andere vom westlichen Abhange des Jenzigs bei Jena ausgesucht. Die Resultate der chemishen Analyse sind in den der Beschreibung der Hornsteine nachfolgenden Tabellen I und II aufgeführt, jedoch vollständig nur für das Vorkommen vom Jenzig. Die Partialanalyse deutet auf Glimmer und kaolinische Glimmerabkömmlinge als die in Chlorwasserstoffsäure aufschliesslichen Silicate, auf Quarz, Feldspath und kaolinische Feldspathabkömmlinge, als die in Chlorwasserstoffsäure nicht aufschliesslichen Silicate. Damit steht die mikroskopische Analyse der in Chlorwasserstoffsäure unlöslichen Reste im Einklang; sie lässt keine anderen, als die in den Mergeln vorkommenden Formelemente wahrnehmen.

Die Dolomite sind dem Röth in einzelnen Schichten bis zu 10 Centimeter Mächtigkeit untergeordnet, die häufig sehr weit, aber nie beständig fortstreichen. Sie zeigen deutlich concordante Schieferung, werden aber rechtwinkelig gegen die Schichtung noch deutlicher von Klüften durchsetzt, und dadurch bei der Verwitterung häufig in oblonge Tafeln und Prismen abgetheilt. Durch Anschlagen lassen sie sich weit leichter nach der Klüftung, als nach der Schieferung trennen. Parallel der Klüftung, aber nicht ausschliesslich in Richtung derselben ziehen sich namentlich am Hausberge bei Jena späthige Gypsaggregate durch das Gestein.

Die Dolomite bergen einen Reichthum von organischen Ueberresten, namentlich von Muscheln, deren resorbirte Schalen das Gestein cavernös machen; aber auch — so am westlichen Abhange des Hausberges bei Jena — der umgekehrte Fall tritt ein, nämlich der der Erhaltung der Muschelschalen ohne dazwischen eingelagertes Gestein. Dann entsteht aus dem Dolomit eine dolomitische Muschelbreccie; denn das Carbonat der Muschelschalen ist nicht minder Magnesium reich, wie dasjenige des dolomitischen Gesteins; die Mehrzahl der Muschelschalen ist zerbrochen, aber

die Bruchstücke sind wenig abgerieben. Der wichtigste organische Ueberrest ist *Rhizocorallium jenense* Zenk., dessen zierliches Relief oft über die Breite mehrerer Kilometer die untere Schichtfläche einnimmt. Rechtfertigt sich damit der von Zenker[1]) eingeführte Name Rhizocorallium-Dolomit, so sind doch keineswegs alle Dolomiteinlagerungen und alle Stellen ein und derselben Einlagerung mit diesem Relief versehen.

V. Oolithischer Dolomit mit Quarz.

In derjenigen Region des Röthes, innerhalb deren sich die mächtigsten Rhizocorallium-Dolomite vorfinden, soweit es die wenig ausgiebigen Aufschlüsse zu entscheiden gestatteten, als ein Aequivalent des Rhizocorallium-Dolomites erscheint nördlich neben der Chaussee von Jena nach Eisenberg zwischen Droschka und dem Gehöfte »Trotz«, und zwar nur an dieser einen Stelle ein sehr eigenthümliches Gestein, zusammengesetzt aus Dolomit und Quarz, mit einem durch Chlorwasserstoffsäure aufschliesslichen Thonerde-reichen Silicat. Der Dolomit ist theils dicht, theils schalig; die Schalen umschliessen meist runde Kerne und bilden Kügelchen von $^1/_4$—$^1/_2$ Millimeter Durchmesser, seltener breitgedrückte Linsen oder gestreckte Cylinder. Mit organischen Bildungen haben sie auch nicht eine entfernte Aehnlichkeit. Der Dolomit löst sich leicht in Chlorwasserstoffsäure auf, der Quarz bleibt als Lösungsrückstand in makroskopischen Bröckchen mit rauher, nirgends krystallinischer Oberfläche.

VI. Sandige Dolomite.

Im Fortstreichen einzelner Schichten entwickeln sich durch Ueberhandnahme der Quarzeinstreuung Uebergänge aus Dolomit in Sandsteine, die eine abgesonderte Stellung nicht bedingen und einer speciellen Beschreibung nicht bedürfen. Wohl aber treten ähnliche Gemenge hin und wieder in untergeordneten Gesteins-

---

[1]) Zenker, Taschenbuch von Jena. 1836. S. 202.

schichten auf, die man als eigenthümliche Gesteinsarten aufgefasst hat. Dieselben erscheinen makroskopisch homogen, lassen sich nicht viel leichter ritzen, als Feldspath, und halten sehr stark zusammen. Einige der Fachgenossen, welche an der neuen geologischen Aufnahme des Königsreichs Preussen und der thüringischen Staaten mitarbeiten, erkennen in ihnen dieselben Gesteine, die im oberen Keuper Norddeutschlands nicht eben selten sind und schon von Heinr. Credner[1]) unter dem Namen »Thonquarze« aufgeführt wurden. Dieser Name rührt von Hausmann[2]) her und bezieht sich auf die Vorkommnisse des oberen Keupers der Lippe'schen Fürstenthümer, die Hoffmann[3]) sachgemässer als Thonsteine[4]) oder kieselreiche Thonmergel bezeichnete. Sieht man indess die chemische Analyse dieser Gesteine durch Brandes[5]) als maassgebend an, so gehören diese Lippe'schen Keupergesteine mit den in Rede stehenden Ostthüringischen Röthgesteinen gar nicht zusammen, da sie wenig, bis keine Carbonate enthalten, und darin nur Spuren von Magnesium, auch keine Alkalien in ihnen vorkommen.

Ich untersuchte eine Probe solchen sandigen Dolomites, welche von der Kniebreche, einem steilen Anstieg von der Unstrutaue bei Carsdorf zu der Hochebene bei Steigra stammt, und welche ebenfalls, wie die oben erwähnte Probe von thonigen Dolomiten in Begleitung einiger geologischer Fachgenossen als Thonquarz aufgenommen worden war.

Sie erscheint makroskopisch homogen, zeigt unebene feinkörnige, schimmernde, rauh anzufühlende Bruchflächen, hat die Härte des Feldspathes, und ist blassgrünlich. Unter verdünnter, kalter Chlorwasserstoffsäure braust sie lebhaft auf und löst sich

---

[1]) Siehe Credner, Uebersicht der geognostischen Verhältnisse Thüringens und des Harzes. 1843. S. 88.

[2]) Hausmann, Uebersicht der Flötzgebilde im Flussgebiete der Weser, in: Studien des Vereins bergmännischer Freunde.

[3]) Pogg. Ann. 3, 17 (1825).

[4]) Hoffmann, Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig. S. 445 (1830).

[5]) Pogg. Ann. 25, 318 (1825).

bis auf einen ansehnlichen Rest. In die Lösung sind übergegangen

Kalkerde 15,8 %
Talkerde 7,9 %

der ungelöste Rest beträgt 58,1 %; er ist nach dem Trocknen fein pulverig, aber doch schwer aufschlämmbar. Unter dem Mikroskope erweist er sich als ein Gemenge von viel Quarzkörnchen, theils rauh abgeriebenen, theils uneben abgebrochenen mit wenig Glimmerblättchen, welche im Zerfall zu kleinen Linsen begriffen sind, sehr ähnlich denjenigen, welche unter den Gemengtheilen der Mergel als oolithisch aggregirte Glimmerkaoline bezeichnet wurden.

VII. Sandsteine.

Gesteine deren Hauptgemengtheil Quarz in kleinen Körnchen ist, die man deshalb den Sandsteinen zuzuzählen hat, sind nicht eben Seltenheiten im Röth, nehmen aber an der Bildung desselben doch nur einen untergeordneten Antheil. Mit den eigentlichen Buntsandsteinen haben sie keine grosse Aehnlichkeit, sie sind weder so quarzreich, noch so einfach und gleichförmig zusammengesetzt.

Sie sind bald mürbe und schieferig, bald hart und dicht, bald cavernös, oder vielmehr nach Art der Schaumkalke des oberen Wellenkalkes blasig. Neben den Quarzkörnchen erkennt man schon makroskopisch Glimmerblättchen eingebettet in ein carbonatisches Bindemittel. Die Bruchflächen dieser Gesteine sind uneben, fühlen sich sehr rauh an und schimmern des Glimmerreichthums wegen stark. Ihre Farbe ist vorherrschend grau in das Grüne und Gelbe.

In Chlorwasserstoffsäure brausen diese Sandsteine stark auf und verlieren den Zusammenhang. Die Lösung enthält Kalk- und Talkerde gleich reichlich, ausserdem Thonerde und Eisenoxyd, wohl auch Alkalien. Das ungelöste besteht aus Quarzbrocken und Quarzstaub und aus Glimmerblättchen und Glimmerflittern.

Nimmt, wie am Jenzig bei Jena, der Glimmer überhand und tritt dann als Bindemittel neben oder anstatt des Carbonates Kieselsäure ein, so entstehen mürbe bis feste Gesteine vom Aussehen carbonatischer bis quarzitischer Glimmerschiefer.

Die Sandsteine sind zwar nicht so versteinerungsreich, wie die Dolomite, enthalten aber doch die Mehrzahl der organischen Formen des Röthes.

VIII. Hornstein-Dolomit.

Wie in den oben erwähnten Sandsteinen, so auch in anderen Röthgesteinen, tritt die Kieselsäure nicht ausschliesslich in der secundären Form von Quarzbrocken als Gemengtheil auf, sondern, obgleich seltener, auch in der primären Form von Chalcedon als Ausfüllungs- oder Grundmasse, wohl richtiger ausgedrückt, als Cäment oder Umschluss. Als solche erzeugt sie mit Dolomit eine mannichfaltige, wenn auch wenig verbreitete Reihe von Uebergängen aus Dolomit zu Hornstein. Diese Uebergänge sind bereits recht hart und fest, meist sehr licht.

Als Beispiel dazu wurde ein Vorkommen des oberen Röthes vom westlichen Abhange des Jenzigs bei Jena in Untersuchung genommen. Dasselbe braust mit Chlorwasserstoffsäure lebhaft auf, löst sich aber zum kleineren Theile und zerfällt dabei nicht in feinen Gruss. In der Auflösung findet sich ausser Kalk- und Talkerde auch Thonerde und andere Bestandtheile aufschliesslicher Silicate. Da sich das Gestein leicht dünn schleifen lässt, so giebt die mikroskopische Analyse über die Natur der Gemengtheile und ihrer Verbindungsweise ausreichende Aufschlüsse. Wie schon in den Mergeln, so auch hier macht sich der Dolomit nicht durch krystallographisch und optisch ausgezeichnete Charaktere geltend, sondern erscheint als eine griesige graubraune Masse. Daneben liegt der Quarz als ein Aggregat durchaus nicht krystallinisch begrenzter, eng zusammenschliessender, keilförmig in einander verzinkter Stücke, entsprechend dem Chalcedon. Ausser Dolomit und Quarz sind mikroskopisch Feldspathformen zu erkennen, und als Seltenheiten Apatitprismen.

IX. Hornsteine.

Dem Röth sind mehrorts Schichten eines quarzharten Gesteins eingelagert, dessen Dichte von 2,6 nicht weit abweicht, und welches von Chlorwasserstoffsäure nur wenig angegriffen wird, demnach als Hornstein bezeichnet worden ist.

Dieses Gestein steht selbständig entwickelt an, namentlich am Jenzig und Hausberge bei Jena und am Kugelberge zwischen Gumperda und Eichendorf bei Cahla, mit einer Stärke gewöhnlich nur von 2 Centimeter, die jedoch mitunter bis auf 10 Centimeter steigt. An den genannten Orten beschränkt sich das Vorkommen auf eine einzige Schicht, deren Brocken sich aber weit über die Flächen und Abhänge ausbreiten, weil sie sich wegen ihrer Härte und Unverwitterbarkeit sehr langsam zertrümmern und abreiben, während die Mergel, denen sie untergeordnet sind, den mechanischen und chemischen Angriffen schwachen Widerstand leisten und leicht fortgeführt werden. Aus dieser weiten Verbreitung der Trümmer hat man auf ein häufigeres und mächtigeres Anstehen dieser Gesteine, wie auch der Rhizocorallium-Dolomite geschlossen, als es nach Maassgabe guter Aufschlüsse in der That ist. Ihre Schichtungsflächen sind wellig gebogen und überdies häufig mit netzförmig zusammenstossenden wulstigen Hervorragungen versehen. Diese Gesteine sind leicht zersprengbar, sowohl parallel der Schichtung, also concordant schieferig, als auch quer dagegen. Die Schieferungsflächen sind ziemlich glatt, häufig mit Glimmerblättchen bedeckt, die Querbrüche uneben bis splitterig, glatt bis feinkörnig, mitunter von dünnen Gypsblättern überzogen. Cavernen von geringem Umfang, meist breitgedrückt nach der Schieferung, kommen häufig vor. Die Farbe dieser Hornsteine ist lichtgrau in das Grüne, Blaue, Rothe, Violette und Gelbe; auf dem Querbruche wechseln verschiedenfarbige, oder helle und dunkele Streifen; in Richtung sehr dunkeler und dann sehr schmaler Streifung ist die Schieferung besonders vollkommen. Makroskopische Einschlüsse von Glimmer sind häufig, von Quarz, Cölestin, Malachit und Rothkupfererz seltener.

Im Glaskölbchen geben diese Gesteine schwach bituminös riechendes Wasser aus.

Vor dem Löthrohr schmelzen sie nicht sowohl schwer, sondern vielmehr sie überziehen sich mit einer dünnen, blasigen Schmelzkruste und geben ein gelbrothes Glühlicht.

Wasser zieht aus ihrem feinen Pulver gewöhnlich etwas Calciumsulphat und eine Spur von Chlorid aus.

Chlorwasserstoffsäure erzeugt damit eine bis zur Unbemerkbarkeit schwache und kurze Gasentwickelung, färbt sich aber nach längerer Digestion gelb und hat dann Eisenoxyd, Thonerde, etwas Kalk- und Talkerde, gewöhnlich auch Alkalien, Phosphorsäure, mitunter auch Kupferoxyd aufgenommen.

Auch unfühlbar feines Pulver giebt an erwärmte Kalilauge keine Spur von Kieselsäure ab.

Als Beispiele recht verschiedenartiger Entwickelung wurden zwei Hornsteinproben, die eine vom westlichen Abhange des Jenzigs bei Jena, die andere vom ostnordöstlichen Abhange des Kugelberges zwischen Gumperda und Eichenberg bei Cahla untersucht.

Die Grundmasse des Hornsteins vom Jenzig ist feinkörnig bis makroskopisch homogen, grünlichgrau; sie umschliesst kleine Cavernen, späthigen Gyps in Nestern und Lamellen, lebhaft grüne Malachitnesterchen mit Kernen von Rothkupfererz, fleischrothe Cölestinkörnchen, Glimmerblättchen, Ferritflittern und kaum makroskopisch wahrnehmbare Quarzkörnchen. Parallel der concordanten Schieferungsflächen liegen Ferritflittern, auch Glimmerblättchen dicht nebeneinander und erzeugen ebensowohl leichte Spaltbarkeit in bis zu 1 Millimeter dünne Schieferblätter parallel der Schichtung, als scharfe, dunkele Streifung der Querbrüche. Die letzten erfolgen besonders leicht in Richtung der lamellaren Gypseinlagerungen.

Die Grundmasse des Hornsteins vom Kugelberge ist graugelb; sie umschliesst zahlreichere und grössere Cavernen, Glimmer- und Ferritschuppen, ist aber sehr arm an Gyps und frei von Malachit und Cölestin. Die Cavernen sind linsenförmig oder wenigstens breitgedrückt und in nahe übereinander streichenden Lagen parallel

der Schichtung eng zusammengedrängt. Dadurch wird zugleich leichte Spaltbarkeit parallel der Schichtung — concordante Schieferung — und grobe Streifung der Querbrüche bedingt.

Dünnschliffe lassen sich sehr vollkommen herstellen, ebensowohl parallel, als rechtwinkelig gegen die Schichtung und Schieferung. Der Unterschied zwischen diesen beiden Arten von Schliffen zeigt sich bei schwacher Vergrösserung noch deutlich, verschwindet aber bei mehr als 100facher Vergrösserung vollständig. Derselbe beruht hauptsächlich auf der dichteren Zusammendrängung des dunkelbraunen Ferrites, nebensächlich auf der Lage der Glimmerblättchen, die im Parallelschliff häufiger als Tafeln, im Querschliff häufiger als gestreifte Leisten erscheinen.

Von den makroskopischen Einschlüssen erscheint der Gyps in recht auffälliger Weise als Ausfüllung unregelmässig vieleckiger Räume, mit deutlicher Spaltbarkeit, häufiger Polysynthese und Neigung zu faseriger Aggregation. Er ist farblos und klar, mit lebhaft chromatischer Polarisation begabt. Seine Blätter und Fasern sind häufig gebogen, wie gestaucht.

Viel weniger auffällig stellt sich der Malachit dar, zwar mit Doppelbrechung begabt und tief grün gefärbt, aber ohne krystallinische Struktur oder Andeutung derselben durch faserige Aggregation. Die Rothkupfererzsterne erhalten wohl zackige, aber nicht krystallinische Umgrenzung und bleiben opak.

Ein Cölestinkorn hat zufällig keiner meiner Dünnschliffe dargeboten.

Im Uebrigen und namentlich im Bezug auf die mikroskopischen Gemengtheile unterscheiden sich die beiden Hornsteinvorkommnisse nicht wesentlich von einander. Umschlossen von Chalcedon bieten sie ein Gemenge von Feldspath und, wie die chemische Analyse herausstellen wird, Pseudomorphosen nach Feldspath, mit Quarz, Glimmer, Ferrit, wenig Apatit und einigen Mikrolithen.

Die Feldspathe oder Pseudomorphosen nach Feldspath erscheinen in rhombisch tafelförmigen oder oblong prismatischen Stücken (s. Fig. 10 und 11) bei deren Bildung regelmässige Spaltung viel wirksamer war, als zufälliger Bruch. Die

Spaltbarkeit ist durch dunkele Linien und durch röhrenartig in Richtung der sich schneidenden Blätterdurchgänge langgestreckte Cavernen angezeigt. Bei schwacher Vergrösserung haben die Feldspathe braune, bald weniger, bald mehr dunkele Farbe, die sich bei stärkerer Vergrösserung theilweise, aber auch bei stärkster nicht vollständig in Durchstäubung auflöst. Ihre Doppelbrechung hat die den Feldspathen alter Gesteine gewöhnliche Störung erlitten, welche zwischen gekreuzten Nikols bei keiner Stellung vollständige Verdunkelung eintreten lässt. Trotzdem ist schwache chromatische Polarisation noch vorhanden, zeigt aber nie Polysynthese an.

Quarz als Einschluss ist viel seltener, als Feldspath. Sein Umfang ist selten ganz, mitunter theilweise, gewöhnlich an keiner Stelle geradlinig. Grössere Cavernen, theils dunkel- und breitumsäumt und dann nach innen verwaschen, theils fein-, aber scharfumrissen, dann gewöhnlich mit Libellen, sind in ihm sparsam vertheilt. Kleinste Cavernen, die sich bei schwacher Vergrösserung nur als schwarze Punkte darstellen, in Richtung gewundener Flächen neben einander angeordnet, sind sehr häufig. Mitunter werden die Quarzkörner von nahe rechtwinklig gegen ihren Umfang gerichteten, desshalb häufig concentrisch-aggregirten Stäbchen, oder auch dicht zusammengedrängten Körnchen umgeben bis umschlossen; Stäbchen und Körnchen sind blassgelb gefärbt.

Die Glimmer zeigen abgesehen von der Hauptspaltungsfläche keine krystallinische Begrenzung, sondern glatte, selten abgeriebene Abbrüche, wie diejenigen, welche durch Abschlämmen aus den Mergeln erhalten werden und bereits beschrieben wurden. Auch hier tritt die Aehnlichkeit mit Scherben dünner Glastafeln sehr entschieden hervor. Die Abbrüche können mitunter erst während der Bildung oder Erstarrung des Gesteins eingetreten sein, wie daraus hervorgeht, dass man die Bruchstücke nur wenig aus einander gerückt übersieht, wie es der in Fig. 9 dargestellte, allerdings nur einmal beobachtete Fall zeigt. Die Glimmerblätter sind nicht immer eben, sondern mitunter auch so gebogen, wie es die in Fig. 8 dargestellten, quer gegen die Hauptspaltungs-

richtung durchschnittenen Blätter zeigen, d. h. wie gestaucht. Mit der Biegung verbindet sich häufig Aufblätterung, noch auffallender, als die in Fig. 8 dargestellte. Parallel der Hauptspaltungsrichtung finden sich mitunter — jedoch selten — Einlagerungen, die bei schwacher Vergrösserung als feine, schwarze Linien erscheinen, sich aber bei starker Vergrösserung als schwarzumrissene Leisten darstellen (Fig. 2). Diese legen sich büschelig, ohne bestimmte Richtung zusammen. Ihre Farbe und ihr optisches Verhalten stimmt, abgesehen von unwesentlichen Brechungs- und Spiegelungserscheinungen, die von den Seitenrändern ausgehen, mit der umgebenden Glimmersubstanz überein. Die Glimmer sind farblos und farbig, gelb bis braun, zeisiggrau bis grasgrün; die farbigen Glimmer sind mit dem gewöhnlichen Dichroismus begabt. Die Glimmer, namentlich die farbigen sind häufig von Ferrit umlagert und imprägnirt, bis zur vollständigen Ersetzung.

Gelbbrauner, rothbrauner, schwarzbrauner bis opaker Ferrit in feinem Staubtheilchen bis zu groben Flocken, Fetzen und Körnern ist durch das Gestein ziemlich gleichmässig verbreitet. Nur selten nimmt er Stabform an und neigt sich zu margaritischem Zerfall.

Apatit in seinen gewöhnlichen kurzprismatischen rundlich endenden Formen ist zwar im Ganzen selten, im Einzelnen aber, d. h. an besonderen, wie an der in Fig. 12 dargestellten, Stellen liegen mehrere grössere und kleinere, theils zwischen den Feldspathen, theils im Umschluss; auch die Quarzbrocken schliessen ihn häufig ein.

Ausser den Mikrolithen, von deren strahligen und körnigen Aggregaten die Quarze umschlossen sind, finden sich noch andere durch die Gesteinsmasse verstreut, ohne gerade zu ihren Eigenthümlichkeiten zu gehören.

Das Cäment, oder der Umschluss dieser Gemeintheile besteht aus einer zwischen Nikols buntscheckig gefärbten Quarzmasse, deren krystallinische, einheitlich orientirte Theilchen jedoch recht klein sind und sowohl unter sich, als mit den Einschlüssen in innigster Berührung stehen. Man kann sich nicht wohl denken,

dass eine solche durch mechanische Zusammendrückung bewirkt worden sei; wohl aber erklärt sich dieselbe leicht durch die Annahme der Ausscheidung aus einer Flüssigkeit, die alle Zwischenräume erfüllt hatte. Die gegenseitige Abgrenzung der einzelnen Individuen ist so viel gestaltig und ordnungslos, wie bei der Mehrzahl der Chalcedone. Auch die traubigen bis Gallert- und Gummiähnlichen, für den Chalcedon, als selbständiges Mineral, charakteristischen Formen stellen sich häufig ein, als Auskleidungen der kleineren und grösseren Cavernen.

Die chemischen Analysen der Hornsteinproben vom Jenzig bei Jena und vom Kugelberg bei Cahla hat zu den in nachstehenden Tabellen unter No. 7 und 8 angegebenen Resultaten geführt. Zur Vereinfachung der Berechnung waren die Pulver vorher mit Wasser ausgelaugt worden. Dabei hatte die Probe vom Jenzig 4,27 % an Gyps mit einer Spur Chlorid verloren, diejenige vom Kugelberge nur eine Spur Gyps. Ein geringer Gehalt (0,22 %) an Malachit in der ersten Probe, eine Spur Carbonate in der zweiten blieb unberücksichtigt. Auch eine kleine Menge von Eisenoxydul — 0,34 % — die sich in dem chlorwasserstoffsauren Auszug der Kugelbergprobe vorfand, ist ausser Acht gelassen.

Schon die Gesammtanalysen erlauben nicht mehr, diese Hornsteine als amorphe Formen der Kieselsäure allein zu betrachten, da sie nur zu vier Fünftheilen daraus bestehen, noch weniger erlauben es die Partialanalysen in vollkommenster Uebereinstimmung mit den mikroskopischen Analysen. Allerdings beträgt der in Chlorwasserstoffsäure aufschliessliche Theil sehr wenig, gestattet aber doch eine gut abschliessende Berechnung. Hat man nämlich Phosphorsäure auf Apatit berechnet und zu ihr die erforderliche Menge von Kalkerde hinzugefügt, so bleibt nur noch so wenig von der letzteren übrig, dass man es vernachlässigen kann. Scheidet man ferner das Eisenoxyd als Ferrit ab, so stehen die noch übrigen Bestandtheile in Verhältnissen, welche Gemengen von Glimmer und Kaolin entsprechen. Berechnet man die Alkalien des in Chlorwasserstoffsäure nicht aufschliesslichen Theiles von Hornstein des Jenzigs auf trisilicatische Feldspathe, so betragen

diese 26,8 % und bleiben ausser geringen Mengen von Talkerde, Thonerde und Wasser, noch 56,4 % Kieselsäure; die ersten hat man sich füglich mit etwas von der letzten zu Kaolin und Glimmer vereinigt zu denken, die zweite zumeist als freie Quarz-Kieselsäure in Anspruch zu nehmen. Der nicht aufschliessliche Theil des Hornsteins vom Kugelberge ist nach sorgfältiger und wiederholter Prüfung Alkali-frei; von Feldspath als Gemengtheil kann nicht die Rede sein, wohl aber von Kaolin und daneben von einer ansehnlichen Menge Quarz; das Mengungsverhältniss lässt sich jedoch bei der Unbestimmtheit der Zusammensetzung des Kaolins kaum annäherungsweise auf Zahlen bringen. Die schwächere Trübung der Feldspathformen im Hornstein des Jenzigs, die stärkere derselben im Hornsteine des Kugelberges ist dennoch von nicht geringem Belange. Die ersten sind echte Krystalle, die zweite Pseudomorphosen.

Es ist nicht zu verkennen, dass beide Hornsteine ebenso viele Analogien zu Phorphyrtuffen darbieten, als zu gewöhnlichen Sedimenten.

Der Hornstein vom Hausberge bei Jena steht dem soeben eingehend betrachteten vom Jenzig so nahe, dass er nicht mehr von ihm verschieden ist, als verschiedene Proben derselben Fundstätte von einander. Beide Fundstätten gehören entschieden demselben geologischen Horizonte und höchst wahrscheinlich einer ursprünglich zusammenhängenden, erst durch die Erosion des zwischen Jenzig und Hausberg gelegenen Gembde-Thales von einander getrennten Einlagerung an.

Tabelle I.

Gesammtanalysen.

	Dolomit	Mergel			Letten	Hornstein	
	Jenzig	Kugelberg	Jenzig	Jenzig	Kugelberg	Jenzig	Kugelberg
No.	2	3	4	5	6	7	8
Kieselsäure	61,7	39,2	42,0	42,4	47,8	81,2	87,3
Kohlensäure	13,9	11,1	8,5	7,6	0,2	—	—
Phosphorsäure	—	0,1	0,6	0,5	0,5	—	0,1
Schwefelsäure	—	0,2	0,2	0,1	0,3	—	—
Thonerde	5,2	11,8	16,5	18,6	16,2	7,5	8,6
Eisenoxyd	1,2	5,5	8,0	5,2	9,1	4,3	1,9
Eisenoxydul	—	1,8	1,4	2,1	2,4	—	—
Kalkerde	9,7	10,7	6,3	6,2	1,6	0,4	0,4
Talkerde	6,3	10,3	7,0	7,1	8,7	0,1	0,6
Kali	1,8	4,4	4,3	4,4	3,9	4,1	0,1
Natron	0,6	1,5	1,2	1,2	1,4	2,0	0,1
Wasser	1,2	2,2	4,1	4,7	6,3	0,5	0,4
	99,6	98,8	100,1	100,2	98,4	100,1	99,5
Ausgeführt von:	Dr. Popp	Dr. Prauss-nitz	Dr. Popp	Dr. Popp	Dr. Prauss-nitz	Dr. Popp	Dr. Prauss-nitz

Tabelle II.
Partialanalysen.

	Dolomit		Mergel			Letten	Hornstein	
	Kugelberg	Jenzig	Kugelberg	Jenzig	Jenzig	Kugelberg	Jenzig	Kugelberg
No.	1	2	3	4	5	6	7	8
Calcium-Carbonat	35,5	16,0	16,5	8,0	7,7	0,8	—	—
Magnesium-Carbonat	32,5	13,1	7,4	8,5	8,2	0,4	—	—
Eisen-Carbonat	1,1	—	—	—	—	—	—	—
Silicate, durch Chlorwasserstoffsäure aufschliesslich	4,5	4,8	24,0	32,2	24,3	31,9	3,0	2,2
Silicate, durch Chlorwasserstoffsäure nicht aufschliesslich, auch freie Kieselsäure	22,6	66,7	49,0	43,6	56,4	56,1	95,5	98,0
Eisenoxyd	1,4	0,9	1,8	5,4	2,0	8,0	1,2	0,4
Calcium-Phosphat (Apatit) . .	—	—	0,3	1,6	1,1	1,2	0,4	0,2
Calcium-Sulphat (Gyps) . . .	—	—	0,2	0,4	0,2	0,3	—	—
	97,6	101,5	99,2	99,7	99,9	98,7	100,1	100,8
Ausgeführt von:	Dr. Prauss-nitz	Dr. Popp	Dr. Prauss-nitz	Dr. Popp	Dr. Popp	Dr. Prauss-nitz	Dr. Popp	Dr. Prauss-nitz

Gyps.

Gypsgesteine nehmen sehr massenhaft Theil an der Bildung des Röthes. Sie bestehen theils aus Gyps für sich ganz allein, oder doch nur mit accessorischen Spuren anderer Gemengtheile — reine Gypse — theils aus Gemengen von Gyps mit thonigen Silicaten und dolomitischen Carbonaten oder Mergel, zu denen Ferrite und Quarz accessorisch hinzutreten — Gypsmergel. — Sie treten ebensowohl in mächtigen Schichtenfolgen, als auch in untergeordneten einzelnen Schichten und als Ausfüllungsmassen von Klüften auf.

X. Reiner Gyps.

Die reinen Gypse sind theils kurz- und schmalspäthig, schuppig bis grobkörnig entwickelt, theils faserig, theils bestehen sie aus einem weissen bis grauen, feinkörnigen, bis makroskopisch dichten Umschlusse, und grauen bis braunen, breitspäthigen, zwar nicht krystallinisch umgrenzten, aber krystallinisch einheitlichen bis rosettenförmig aggregirten Einschlüssen. Diese letzten Gesteine sind für das thüringische Röth besonders charakteristisch. Sie gewinnen häufig ein porphyrartiges Aussehen, welches durch Schliff und Politur sehr gehoben wird; man hat sie desshalb vordem zur architektonischen Ornamentik im Innern der Gebäude benutzt. Die schuppigen, grobkörnigen und porphyrartigen Gypse sind meist dickbänkig und stets compact d. h. ohne jede Spur von sedimentärer Struktur und concordantschieferigem Gefüge. Auch Cavernen gehören zu den Seltenheiten; wenn sie gelegentlich in Gypsbrüchen, z. B. denen unterhalb Ziegenhain bei Jena vorkommen, sind sie mit drusig aggregirten linsenförmigen Gypskrystallen ausgekleidet.

Den grobkörnigen Gypsen ist mitunter Dolomit oder auch dolomitischer Mergel in feinster Vertheilung eingestreut, welche beim Einlegen in Chlorwasserstoffsäure schwache, aber sehr lang andauernde Gasentwickelung und bei der Verwitterung die Bildung von Bittersalz und dessen Ausblühung an freien Felsenwänden veranlassen (s. oben unter Bittersalz).

Durch stärkere Einstreuung von dolomitischen Carbonaten und thonigen Silicaten und Ferriten entsteht eine Mannichfaltigkeit verschieden harter, verschieden farbiger und verschiedenartig der Verwitterung und Erosion widerstehender Gesteine, durch welche ein Uebergang aus dem reinen in den Gypsmergel vermittelt wird.

In den Gypsflötzen herrscht porphyrartiger, grobkörniger und schuppiger Gyps vor.

Den Mergeln untergeordnete, einzelne Gypsschichten sind theils schuppig, theils faserig. Jedoch springen die faserigen Gypsschichten nicht selten aus einem niederen in einen höheren Horizont über und bekunden dadurch eine spätere Einführung in die schon abgesetzten Röthgesteine.

Dadurch werden die einzelnen, untergeordneten Gypsschichten mit den Ausfüllungsmassen der Schwindungsklüfte, die das Röth durchsetzen, in Verbindung gebracht. Diese bestehen fast ausschliesslich aus faserigem Gyps, der ganz frei ist von Accessorien, jedoch mitunter Röthbrocken umschliesst.

In den reinen Gypsen sind keine organischen Ueberreste gefunden worden, mit Ausnahme eines von Zenker [1]) wohl lithologisch und paläontologisch genau beschrieben, aber nicht ebenso topographisch genau bezeichneten, wahrscheinlich in der Umgebung der Teufelslöcher bei Jena aufgefundenen Falles der Erfüllung späthigen Gypses mit calcinirten Schalen von *Myophoria costata* und *Mytilus arenararius* Zenker — welcher letzte Name auf *Modiola triquetra* v. Seeb. zu beziehen sein dürfte — und von kleinen Schnecken, die wahrscheinlich zu *Natica* gehören, auch wohl Oolithkörnchen. »Das Aussehen des Gesteins«, sagt Zenker, »lässt sich mit einem Zuckerguss vergleichen.«

XI. Gypsmergel.

Durch reichlichere Beimengung von dolomitischem Carbonat und thonigem Silicat, häufig auch Ferrit und Quarzkörnchen zu Gyps entstehen Gypsmergel. Obgleich manche von ihnen noch deutlich spaltbar sind nach den Blätterdurchgängen des Gypses,

---

[1]) Zenker, Hist.-topograph. Taschenbuch v. Jena, S. 199.

so tragen doch die meisten die Kennzeichen des sedimentären Absatzes kleinster Theilchen an sich und werden locker.

Die Gypsmergel sind in meist dünnen und concordant schiefrigen Schichten den übrigen Röthgesteinen und auch den Gypsflötzen untergeordnet.

Organische Reste aus ihnen liegen nicht vor.

Schluss.

Die Gesteine, welche das Röth zusammensetzen, sind mit Ausnahme der Gypse dieselben, welche den mittleren und unteren Buntsandstein bilden; sie stehen aber in einem durchaus anderen Verhältnisse zu einander. Im ersten walten die Mergel vor, in den letzten die Sandsteine, im ersten treten Dolomite ganz selbständig auf, in den letzten ganz untergeordnet.

Die organischen Ueberreste des ostthüringischen Röth.

Die organischen Ueberreste im Röth sind nicht zahlreich, aber doch mannichfaltig und deshalb interessant, weil sie, als unmittelbare Vorgänger, zur Entwickelung der Muschelkalk-Fauna und -Flora wesentliche Beiträge in Erwartung stellen.

Nicht alle Gesteine des Röth enthalten Versteinerungen; die grosse Mehrzahl der letzteren findet sich in den Dolomiten, einige werden von den Sandsteinen eingeschlossen, sehr wenige von den Gypsen.

1) Ueber die Saurierreste hat Zenker [1]) in seinen 1836 erschienenen Beiträgen zur Naturgeschichte der Urwelt Einiges berichtet. Das Material zu diesem Berichte hatte er einem Sandsteinbruche am westlichen Abhange des Jenzigs bei Jena entnommen, der jedenfalls nur kurze Zeit betrieben worden und dessen Stelle schon im Jahre 1844 nicht mehr aufzufinden war. Ich habe

[1]) Zenker, Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena, S. 205, 237.

dasselbe in Zenker's Nachlass, der leider sehr zerstreut worden ist, noch gesehen und mich von der grossen Aehnlichkeit desselben und demjenigen, welches ich[1]) aus den den untersten ebenen Kalkschiefern, dem untersten Gliede des Muschelkalks, zugehörigen Cölöstingruben von Wogau bei Jena bezogen hatte, überzeugen können.

Ich habe noch für die Ueberführung desselben in die Sammlung des Grafen Münster in Bayreuth Sorge getragen, mit welcher es wahrscheinlich nach München gekommen sein wird. Die Zahl der Stücke war nicht gering und ihr Erhaltungszustand ausgezeichnet. Auf mehreren Sandsteinplatten lagen sie dicht neben einander. Ihre Grösse stand unter derjenigen der Wogauer Vorkommnisse. Mir ist kein derartiger Fund wieder vorgekommen, obgleich die Sandsteinbank, auf welche sich kaum zweifelhaft der Steinbruch bezogen hat, breit ansteht und von mir häufig und sorgfältig durchsucht worden ist. Der Zenker'sche Name[2]) Saurier-sandstein gehört demnach zu den Reminiscenzen.

2) Fischreste sind weiter verbreitet als Saurierreste, namentlich auch über die Dolomite. Die meisten sind Schuppen mit glänzender, brauner, wulstig gestreifter Emailfläche, wie sie Agassiz zu der Gattung *Gyrolepis* stellt; Knöchelchen, gewöhnlich zerbrochene, sind nicht viel seltener; Zähnchen treten dagegen zurück und bieten weniger sicher bestimmbare Erhaltungszustände. So erklärt es sich, warum diese Fischreste eine zusammenfassende Beschreibung noch nicht gefunden haben.

Der einzige Cephalopodenrest des ostthüringischen Röth ist:

3) *Goniatites tenuis* v. Seeb. Er wurde nach einem Bruchstücke charakterisirt, welches v. Seebach[3]) selbst bei Gross-Kochberg, nahe Rudolstadt, nach seiner Angabe, in einem auf Röth aufliegenden, aber nicht anstehenden, sondern von einer höher ausstreichenden, aber wohl immer noch dem Röth zugehörigen Carbonatbank abgebrochenen »Kalkblock« zugleich mit »*Myophoria*

---

[1]) Schmid und Schleiden, die geognostischen Verhältnisse des Saalthales bei Jena, 5, 20 und 35.

[2]) Zenker, Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena, S. 205.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, S. 24, Jahrg. 1861.

Goldfussi« gefunden. Ist das nicht zu bezweifeln, so ist wohl zunächst der Name *M. Goldfussi* v. Alb. durch *M. fallax* v. Seeb. zu ersetzen und vor diesem letzten hat, wie sogleich gezeigt werden wird, der Name *M. costata* Zenk. sp. den Vorzug der Priorität voraus, und dürfte zugleich der Gerölleblock nicht sowohl ein Kalkblock, als vielmehr ein Dolomitblock gewesen sein. Eine Abbildung dieses Fundes gab v. Seebach in seiner Abhandlung über die Conchylienfauna der Weimarischen Trias[1]). Später wurde dieselbe Form von Speyer[2]) als ein Vorkommniss der Röthdolomite vom Katzenberge bei Nebra a. d. U. aufgeführt.

Die Gasteropoden sind durch drei Arten des Geschlechtes *Natica* vertreten, nämlich:

4) *Natica gregaria* v. Schl. sp. und

5) *Natica Gaillardoh* v. Schl. sp.

Beide Arten fand Speyer[3]) im Dolomite des Katzenberges bei Nebra.

6) *Natica* sp. Eine dritte Art, kaum von der Grösse einer gewöhnlichen Farnkrautkapsel, fand Zenker[4]) sehr zahlreich in der Conchylienbreccie des Gypses, wahrscheinlich der Teufelslöcher bei Jena (s. oben). Die von Zenker gegebene Beschreibung könnte jedoch auch auf Oolithkörnchen bezogen werden.

Zahlreicher sind die Pelecypoden vertreten:

7) *Corbula* sp. Eine thonige Dolomitbank, welche dem oberen Röth am westlichen Abhange des Jenzigs untergeordnet ist, wimmelt von Abdrücken einer kleinen Muschel von 6—7 Millimeter Länge und 5—6 Millimeter Höhe; der Wirbel derselben ist der Vorderseite genähert, ihr Umfang ist abgerundet-dreieckig. Das Schloss hat nach vorne und nach hinten je eine scharf ausgeprägte Leiste und dazwischen einen stumpfen Zahn; Muskel- und Manteleindrücke sind nicht wahrnehmbar, Zuwachsstreifung sehr deutlich. Die Schale ist stets resorbirt, war aber sehr dünn.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, S. 650, Taf. XV, Fig. 11 (1861).

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 29, S. 205 (1877).

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 29, S. 205 (1877).

[4]) Zenker, Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena, S. 200.

Diese Muschel ist jedenfalls neu, aber nicht exact bestimmbar. Ihre Unterordnung unter *Corbula* dürfte wahrscheinlich sein.

8) *Myophoria costata* Zenk sp. Diese wichtige Art wurde zuerst von Zenker [1]) als *Donax costata* beschrieben und abgebildet und etwas später [2]) als der den Grenzdolomiten des Keupers eigenthümlichen *Trigonia Goldfussi* v. Ziet für sehr ähnlich bezeichnet. v. Seebach [3]) irrt, indem er den Namen *Donax costata* als den von Zenker ursprünglich auf das Keupervorkommniss bezogenen ansah und deshalb der ähnlichen Röthmyophorie den neuen Namen *Myophoria fallax* beilegen zu müssen glaubte. Diese Art ist bekanntlich nicht nur die eigentliche Leitform für das thüringische Röth, sondern für den oberen Buntsandstein der europäischen Trias überhaupt. In den Dolomiten des thüringischen Röth ist sie überall häufig, aber auch in den Sandsteinen desselben findet sie sich und selbst den Gypsen fehlt sie nicht ganz.

9) *Myophoria elongata* Gieb. sp. Auf diese von Giebel [4]) an der oberen Grenze des unteren Muschelkalkes (Schaumkalk) bei Lieskau nahe Halle a. S. aufgefundene, beschriebene und abgebildete Form bezog v. Seebach [5]) Vorkommnisse aus dem Röth der Umgebung von Weimar. Dieselbe findet sich sehr häufig und wohlerhalten in einer Conchylienbreccie, welche sich an den oberen Rhizocorallium-Dolomit (s. weiter unten) des westlichen Abhanges vom Hausberge bei Jena anschliesst.

10) *Myophoria laevigata* v. Schl. sp. fand Speyer [6]) in einer mächtigen Dolomitbank des Röth am Katzenberge bei Nebra.

11) *Myophoria vulgaris* v. Schl. sp. fand v. Seebach [7]) im Röth der Umgebung Weimars, Speyer [8]) in schon unter

---

[1]) Zenker, Beiträge zur Naturgeschichte der Urwelt, S. 55, Taf. VI, Fig. A (1836).

[2]) Zenker, Hist.-topogr. Taschenbuch v. Jena, S. 226 (1836).

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, S. 600, Taf. XIV, Fig. 10 (1861).

[4]) Giebel, die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle, S. 42, Taf. 5, Fig. 3.

[5]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, S. 616, Taf. XIV, Fig. 13 (1861).

[6]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 29, S. 205.

[7]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, S. 613.

[8]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 29, S. 205.

10) erwähnten Dolomitbank des Röths am Katzenberge bei Nebra.

12) *Myophoria orbicularis* Br. fand Speyer [1]) mit der vorigen zusammen.

13) *Cucullaea nuculiformis* Zenk. begleitet häufig die *Myophoria costata* in den Dolomiten namentlich am westlichen Abhange des Hausberges bei Jena. Zenker [2]) gab nur eine kurze Beschreibung von ihr, ich [3]) eine Abbildung davon. Nach einer brieflichen Mittheilung v. Seebach's ist sie zu *Protocardium* zu stellen.

14) *Modiola triquetra* v. Seeb. Diese durch v. Seebach [4]) aus dem Röth der Umgebung Weimars bekannt gewordene Form, findet sich von recht verschiedener Grösse und nicht immer ganz gleichem Habitus in den Dolomitbänken des Röth an den westlichen Abhängen des Hausberges und des Jenzigs bei Jena, ferner recht zahlreich, eine Dolomitbank fast erfüllend, in kleinen dicht an einander gedrängten, fest mit Gesteinsmasse verbundenen Exemplaren bei Politz nahe Stössen.

15) *Gervillia socialis* v. Schl. sp. Diese horizontal, wie vertical weit durch die Trias verbreitete Form ist von mir, v. Seebach [5]) und Speyer [6]) auch im Röth reichlich aufgefunden worden. Namentlich ist es eine ungewöhnlich grosse, aber sehr dünnschalige Varietät, deren Abdrücke — die Schale ist ohne Ausnahme resorbirt — in einer der unteren Grenze des Röth sehr nahe angenährten Dolomitbank bei Gross- und Klein-Bockedra zwischen Jena und Cahla gesellig auftreten.

16) *Gervillia costata* v. Schl. sp., welche bereits von v. Seebach [7]) als ein Vorkommniss des Röths bei Weimar aufgeführt

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 29, S. 205.

[2]) Zenker, Hist.-topogr. Taschenbuch v. Jena, S. 227.

[3]) Schmid und Schleiden, die geologisch. Verhältnisse des Saalthales bei Jena. Taf. IV, Fig. 3.

[4]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, S. 599.

[5]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, S. 589.

[6]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 29, S. 205.

[7]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, S. 591.

wurde, findet sich auch, obwohl seltener in den Dolomitbänken des Röths vom Jenzig und Hausberge bei Jena.

17) *Pecten Albertii* Goldf. ist nicht nur in den Dolomiten, sondern auch in den Sandsteinen des Röth bei Jena, Weimar [1]) und Nebra [2]), zwar nicht häufig, aber doch sehr wohl erhalten gefunden worden. Will man Giebel's [3]), von v. Seebach aufgenommene Unterscheidung zwischen *P. Albertii* und *P. tenuistriatus* aufrecht erhalten, so dürften die Schalen des ostthüringischen Röths alle zu *P. inaequistriatus* gehören. Von einer Gabelung der Radialrippen sieht man nämlich nichts, wohl aber schalten sich neue, zuerst schmale, niedrige Rippen zwischen die alten breiteren, stärkeren ein; eine gewisse Unregelmässigkeit lässt sich ebenfalls nicht verkennen.

Die Brachiopoden sind sehr spärlich vertreten.

18) *Discina* sp. Nahe kreisrunde Schalen von 7 — 10 Millimeter Durchmesser mit einer excentrisch erhabenen Spitze, um welche herum scharf hervorragende Zuwachsstreifen ziehen, gelblichweiss, schwach hornartig glänzend, gehören ebenso bestimmt zu dem Formenkreis der *Orbicula discoïdes* v. Schl., wie so Manches von dem was Quenstedt [4]) dazu stellt; dieselben sind deutlich niedergedrückt, verbogen oder gebrochen, sie fanden sich nur einmal im Dolomit einer knapp über der unteren Grenze dem Röth eingelagerten Dolomitbank bei Gross- und Klein-Bockedra, zwischen Jena und Cahla.

19) *Lingula* sp. Eine ovale Schale von ellipsoïdischem Umriss, 16 Millimeter im längsten, 7 Millimeter im kürzesten Durchmesser haltend, mit deutlichen Zuwachsstreifen, bräunlichgelb, hornartig glänzend, fand sich in derselben untersten Dolomitbank des Röths bei Gross- und Klein-Bockedra, wie die vorige. Sie steht jedenfalls der *Lingula tenuissima* Br. sehr nahe, wohl ebenso

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, S. 573.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 29, S. 205.

[3]) Giebel, die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle, p. 21.

[4]) Quenstedt, Brachiopoden, S. 644, Taf. 60, Fig. 117.

nahe, wie *L. calcarea* Zenk.[1]) und *L. kenperea* Zenk.[2]), welche von Bronn[3]) wieder mit *L. tenuissima* vereinigt wurden.

20) *Rhizocorallium jenense* Zenk. wurde kurz aber treffend von Zenker[4]) beschrieben und von mir[5]) abgebildet. »Es erleidet keinen Zweifel« — äusserte sich Zenker — »dass dies problematische Fossil einen organischen Ursprung hat. Wahrscheinlich gehört es zu den Spongien, oder vielmehr zu den eigentlichen Corallen, vielleicht zu den Rindencorallen.« Bronn[6]) wies ihm bestimmt seine Stelle unter den Seeschwämmen an, Zittel[7]) noch bestimmter unter den *Ceraospongien.* Zu den gewöhnlichen Schlingen- und Walzenformen treten mitunter auch gerade und flache hinzu. Struktur habe ich weder durch Aetzung mit Säuren, noch durch Dünnschliff wahrnehmbar machen gekonnt. Uebrigens ist dieses eigenartige Gebilde auf der unteren Schichtfläche nicht nur eines, sondern mehrerer, aber nicht aller Röthdolomite zu finden. Dasselbe breitet sich zunächst über den weiten Raum der Umgebung Jena's zwischen Freiburg a. U., Bürgel und Rudolstadt aus; seine Ausbreitung ist aber durch die Bearbeiter der neuen geologischen Specialkarte des Königreichs Preussen und der thüringischen Staaten bereits über einen noch viel weiteren Raum nachgewiesen; namentlich wird sein Vorkommen erwähnt von Giebelhausen in den Erläuterungen zu dem Blatte Gross-Keula, von Laspeyres zu dem Blatte Petersberg, von v. Seebach zu den Blättern Bleicheroda und Nieder-Orschla.

21) Pflanzliche Ueberreste fehlten dem Röth bis vor Kurzem ganz und beschränken sich auch jetzt noch auf einen

---

1) Leonhard v. Bronn, Jahrb. f. Min. 1834, S. 394.

2) Ebend. S. 390.

3) Bronn, *Lethaea geognostica*, dritte Aufl., Bd. II, S. 51.

4) Zenker, Hist.-topogr. Taschenbuch v. Jena, S. 202 und 219.

5) Schmid und Schleiden, die geognost. Verhältn. des Saalthales bei Jena, S. 45, Taf. N., Fig. 9.

6) Bronn, *Lethaea geognostica*, dritte Aufl., Bd. III, S. 44.

7) Zittel, Handbuch der Palaeontologie, Bd. I., S. 143.

einzigen Fund in demjenigen thonigen Dolomit, der nach der von ihm eingeschlossenen *Corbula* sp. (s. oben) als Corbuladolomit bezeichnet werden kann. Dieser Fund besteht in einem flachgedrückten Stengelstück von 2 Centimeter Breite und 10 Centimeter Länge; in den Hohlräumen zwischen der inneren Ausfüllung und der äusseren Umhüllung ist eine Spur kohliger Substanz eingestreut; das Relief der Umhüllung, sowie der Ausfüllung ist zu unbestimmt, um über den vegetabilischen Ursprung hinaus, etwas kundzugeben.

Schluss.

Uebersieht man das vorstehende Verzeichniss der organischen Ueberreste des Röth, so bietet dasselbe keine Reminiscenzen an die obere Dyas, die freilich von ihm durch die mächtige Schichtenfolge des mittleren und unteren Buntsandsteins, die so überaus wenige und seltene organische Ueberreste enthalten, dass sie über die Entwickelung weder der Fauna noch der Flora genügende Aufschlüsse geben können, getrennt ist. Um so näher stehen dieselben denjenigen des Muschelkalkes und Keupers, und zwar in jeder Beziehung.

Die Saurierreste, soweit ich sie aus eigener Anschauung kenne und mir ein Urtheil darüber erlauben darf, tragen den Nothosaurus-Typus, der bekanntlich im ostthüringischen Muschelkalk zu einer hohen Entwickelung kommt.

Die dürftigen Fischreste gehören zu den Ganoïden mit rhombischen, knochigen, Schmelz bedeckten, randlich an einander stossenden Schuppen, welche Agassiz unter dem Genus *Gyrolepis* zusammenfasste; sie sind durch alle Glieder des Muschelkalkes und Keupers verbreitet.

Der einzige Cephalopodenrest des Röth nimmt allerdings eine Sonderstellung ein, beruht aber auf zu wenigen und zu fragmentarischen Funden, um maassgebend zu sein. Von Gasteropoden ist nur *Natica* in Rede zu stellen mit solchen Arten, die auch im Muschelkalke vorkommen oder wenigstens den da vorkommenden sehr nahe stehen.

Unter den Pelecypoden sind *Myophoria costata* Zenk. und *Cucullaea nuculiformis* Zenk. dem Röth eigenthümlich. Aber *Myophoria costata*, die eigentliche, wenn auch nicht die einzige Leitform des Röth, steht der *Myophoria Goldfussi* v. Ziel, der Leitform des Grenzdolomites, so nahe, dass ein so sachkundiger und sorgfältiger Beobachter wie Zenker, allerdings nach etwas abgeriebenen Exemplaren der letzteren — wie ich mich sehr wohl erinnern kann —, beide für identisch halten konnte. *Cucullaea nuculiformis* ist ein zu wenig besagender Steinkern, als dass man weit greifende Schlüsse aus ihm ziehen könnte. Alle übrigen Formen, namentlich *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris*, *M. laevigata* und *Pecten Albertii* halten durch den ganzen Muschelkalk bis über den unteren Keuper aus.

Die wenigen Brachiopodenreste setzen sich in denselben oder nahe verwandten Arten durch den Muschelkalk fort.

Rhizocorallium jenense ist neben *Myophoria costata* die zweite Leitform des Röth und in seiner vollkommenen Entwickelung darauf beschränkt. Allein nahe Verwandte dazu, oder vielmehr ähnliche Erhaltungszustände finden sich unter den zahlreichen sogenannten wurmförmigen Concretionen des Muschelkalks; namentlich im Schaumkalke, dem obersten Gliede des unteren Muschelkalks, beobachtet man sehr ähnliche Schlingen und Wülste mit netzförmigem Relief, wenn auch in viel grösserem Maassstabe, und daran schliessen sich noch massenhafter entwickelt, nicht immer gewunden, viele andere an und zeugen für eine stetige Fortbildung der Ceraospongien während des Absatzes der Muschelkalkschichten.

Pflanzenreste sind ebenso wie im Muschelkalk, auch im Röth zu wenig bedeutsam, um hier in Rede gestellt zu werden.

In wenige Worte zusammengefasst lautet das Schlussresultat: das Röth ist paläontologisch dem Muschelkalke ebenso nahe verwandt, wie lithologisch dem mittleren und unteren Buntsandstein.

Gliederung des ostthüringischen Röth.

Der allgemeinen Schilderung der Gliederung des ostthüringischen Röth mag die Einzelbeschreibung örtlicher, besonders ausgiebiger Aufschlüsse als Grundlage dienen.

Die erste Stelle mag der westliche Abhang des Hausberges bei Jena einnehmen. Soweit die Saale den Fuss desselben bespült, steht mittlerer Buntsandstein an. In diesen schneidet ein Hohlweg zwischen Jena und Ziegenhain ein, der sogenannte Burgweg, dessen Einschnitt sich mittels einer tiefen und breiten Regenfurche bis in ein 90 und einige Meter höheres Niveau aufwärts zieht und die Schichten zusammenhängend entblösst. Nahe der höchsten Stelle des Burgwegs wird der Sandstein unmittelbar von Gyps überlagert, der dünnschieferig bis dickbänkig, späthig, schuppig, faserig, feinkörnig, auch porphyrartig, rein oder gemengt mit Dolomit und Letten, die ihm auch in dünnen Zwischenschichten untergeordnet sind, ein 56 Meter mächtiges Flötz bildet. Die Schichten sind an den meisten Stellen stark wellenförmig gebogen und werden von den höheren Schichten des Röth durch eine Kluft abgeschnitten, an welchen eine Abrutschung derselben stattgefunden hat, um einen zwar nicht genau angebbaren, aber keinesfalls über 5 Meter hinausgehenden Betrag. Die neben und über dem Gypse anstehenden Schichten sind der Reihe nach:

Meter	
	hellgraugrüne Mergel, bald mehr lettig, bald mehr sandig;
0,50	lockere, glimmerreiche graue Sandsteine; wenige organische Reste, unter denen nur *Myophoria costata* bestimmbar, einschliessend;
0,80	lichte Mergel;
0,70	Dolomit mit Mergel wechsellagernd, die reinen Dolomitschichten bis 10 Centimeter stark und darüber hinaus, reich an organischen Ueberresten, besonders resorbirten Muschelschalen, namentlich von *Myophoria costata*, auf der unteren Schichtfläche gewöhnlich das Relief von *Rhizocorallium jenense* tragend (mittlerer Rhizocorallium-Dolomit);
0,80—1,50	lichte Mergel;

Meter 0,50—0,60

Dolomit, Mergel, Letten und Gyps; Dolomit nimmt häufig die ganze Bank ein, ist reich an resorbirten Muschelschalen und desshalb sehr cavernös; seine auf Mergel aufliegende Unterseite ist reichlich mit *Rhizocorallium jenense* besetzt; er geht mitunter in ein Haufwerk von weniger oder mehr abgeriebenen und zerbrochenen Muschelschalen über, die bald ziemlich locker zusammenhaftend, eine Muschelbreccie bilden, bald durch Gyps verkittet ein Muschelconglomerat — das Carbonat der Muschelschalen ist übrigens in gleicher Weise dolomitisch, wie dasjenige des Gesteins, aus dem sich ihre Haufwerke entwickeln. Durch Aufnahme von Thon und Sand, auch Gyps entstehen mannichfaltig gemengte unreine Dolomite, Mergel, Sandsteine und Letten, die theils mit dem reineren Dolomit wechsellagern, theils breitklüftige Zwischenräume in ihm erfüllen, ihn bald in einzelne Stücke spalten, bald auch völlig ersetzen und an seine Stelle Mergel und Gyps treten lassen (Oberer Rhizocorallium-Dolomit).

150,60

Fast unmittelbar darüber, an einer Stelle, wo sich die Wasserfurche verflächt und von dem sogenannten Oberwege von Jena nach Ziegenhain gekreuzt wird, lagert das Sandstein ähnliche Gemenge von Mergel mit Quarz und Gyps, auf dessen Oberfläche die oben beschriebenen Afterkrystalle nach Steinsalz vorkommen. Die höheren Schichten sind vorwaltend mergelig mit untergeordneten Einschaltungen von sandigen und thonigen Dolomiten und Gyps. Eine Hornsteinschicht findet sich erst über dem äussersten Ausläufern der Regenfurche; über ihr nimmt das Gestein allmälig hellgraue Färbung an, wird Carbonatreicher und geht in Muschelkalk über, den man von da an abgegrenzt sein lassen kann, wo die Schichten dicker werden und im frischen Zustande nicht mehr schieferig sind.

Als zweites Beispiel mag der westliche Abhang des Jenzigs seine Stelle finden. Die Schichtenfolge ist hier durch keinerlei Verwerfung gestört, aber obgleich man auch hier einer Regenfurche folgen kann, bei weitem weniger entblösst. Zwischen Hausberg und Jenzig ist das weite und tiefe Gembdethal bis in den mittleren Buntsandstein hinein erodirt. Die Entfernung beider Profile beträgt in der Luftlinie ziemlich genau eine Viertelmeile.

Der Fuss des Jenzigs berührt unmittelbar die Saale; der steile Uferabhang, die sogenannte hohe Saale entblösste vordem — jetzt ist diese Entblössung in Folge eines Ufer- und Wege-Baues verschüttet — bis auf 4 Meter über den mittleren Saalspiegel die obersten Schichten des mittleren Buntsandsteins. Dieselben bestanden aus dickplattigen Sandsteinen, welche wegen einer Mehrzahl von Fährtenabdrücken, deren Beschreibung Koch und ich schon im Jahre 1841 gaben [1]), das wissenschaftliche Interesse schon einmal auf sich zogen.

Meter	
31,1/2	Unmittelbar diesem Sandstein aufgelagert folgt ein mächtiges Gypsflötz von derselben Beschaffenheit, wie am Hausberge. Dann:
22	Lichte Mergel; Dolomit, reich an organischen Resten, namentlich an *Myophoria costata* und *Rhizocorallium jenense.* — Unterer Rhizocorallium-Dolomit; Mergel; Sandstein, glimmerreich, versteinerungsführend, namentlich *Myophoria costata* und *Pecten Albertii*, mitunter in glimmerreichen Quarzitschiefer übergehend; Mergel; Dolomit, reich an organischen Resten, namentlich an *Myophoria costata* mit *Rhizocorallium jenense.* — Mittler Rhizocorallium-Dolomit; Mergel; Dolomit, reich an Versteinerungen, namentlich an *Myophoria costata* mit *Rhizocorallium jenense.* — Oberer Rhizocorallium-Dolomit.

[1]) S. Koch und Schmid, die Fährtenabdrücke im bunten Sandstein bei Jena. S. 3—6.

Meter 47	Bunte Mergel, dolomitisch, thonig, sandig, thonige Dolomite, Hornsteindolomite, bei einem grösseren Gehalt an dolomitischen Carbonatschalen von *Myophoria costata* einschliessend, Gyps in Zwischenschichten und Kluftausfüllungen;
$9^1/_2$	Hornschicht; Mergel hell und carbonatreich werdend, immer noch dünnschieferig, aber seiner Mengung nach, dem untersten Muschelkalk sehr nahe stehend.

Nicht unwesentlich anders gestalten sich die Verhältnisse am östlichen Abhange des Jenzigs, oder entlang dem Fahrwege zwischen Gross-Löbichau und Jenalöbnitz, bis auf die höchste Stelle desselben und von da aus nach der Höhe des Jenzigs.

Meter 30	Auch bei Gross-Löbichau ist ein Gypsflötz unmittelbar auf den mittleren Buntsandstein aufgelagert, hat nahe dieselbe Mächtigkeit wie am westlichen Abhange; seine lithologische Entwickelung ist wohl im Ganzen die gewöhnliche, jedoch so, dass die porphyrartigen Gypse besonders dickbänkig und breitblättrig sind.

Ueber dem Gypsflötze folgen sehr vorwaltend helle, nicht bunte, durchaus nicht rothe Mergel, dann treten an einem steilen Absturz hervor:

Meter 0,40	Dolomit, zuckerkörnig, wenige Versteinerungen einschliessend, von denen nur *Myophoria costata* bestimmbar ist; auf der Unterseite ist ein Relief bemerkbar, welches allerdings dem *Rhizocorallium jenense* nicht vollkommen gleicht, sondern aus gestreckteren und flacheren Hälften zusammengesetzt ist, aber doch ein ähnliches Netzwerk darstellt;
0,90	Mergel;
0,26	Dolomit von gleicher Beschaffenheit, wie der vorige, aber ohne netzförmiges Relief auf der Unterseite;
3,00	Mergel;
0,36	Dolomit.

Meter	
$24^1/_2$	Die höheren Schichten werden bunt besonders in Folge der Wechsellagerung rother Mergel und licht graulichgrüner, thoniger und sandiger Dolomite. Zwischen den obersten dieser Mergel stellt sich eine schwache Hornsteinplatte mit welligen Schichtungsflächen ein.
0,20—0,30	Darüber folgt eine Bank thonigen Dolomites, recht reich an resorbirten Muschelschalen und deshalb cavernös; die meisten Schalenabdrücke gehören zu der oben angeführten *Corbula nov.* sp., verhältnissmässig wenige zu *Myophoria costata.*
28	Die Mergel zwischen diesem Corbula - Dolomit und der Grenze des unteren Muschelkalkes sind je weiter aufwärts, um so gleichfarbiger und lichter.

Die directe Entfernung zwischen dem westlichen Fusse des Jenzig an der Saale und dem östlichen am Fahrwege von Gross-Löbichau nach Jenalöbnitz beträgt drei Viertel Meilen. Wie sich die beiden Profile am westlichen und östlichen Abhange mit einander verknüpfen, ist nicht in das Einzelne zu verfolgen, weil längs des, allerdings sehr geraden und steilen Südabhanges vom Jenzig gegen das Gembdethal zu das Röth meist stark überrollt ist.

Als viertes Beispiel wähle ich den Kugelberg zwischen Gumperda und Eichenberg bei Cahla; er bietet eine Mehrzahl von Rhizocorallium-Dolomiten, erlaubt aber wegen wechselnden Fallens und Streichens keine durchaus exacten Angaben der Mächtigkeit.

Auch hier ist ein starkes Gypsflötz vorhanden; zwischen ihm aber und dem Buntsandstein ist lichter Mergel und Letten eingeschaltet. Ueber ihm folgen bunte Mergel und diesen sind nicht weniger als sechs Dolomitbänke untergeordnet, deren Unterseite in bald grösserer, bald geringerer Breite das Relief von *Rhizocorallium jenense* trägt.

Ein steiler, $15^1/_2$ Meter hoher Absturz innerhalb einer Regenfurche, die sich nach Eichenberg hinabzieht, entblösst die sechs Dolomitbänke, der Reihe nach von unten nach oben durchschnittlich 0,20, 0,16, 0,70, 0,52, 0,11 und 0,60 Meter stark, also zu-

sammen 1,10 Meter, während auf die mergeligen Zwischenmittel 14,40 Meter entfallen. Die zwischen liegenden Dolomitbänke machen also nur 7 % von der Mächtigkeit der ganzen Schichtenfolge aus. So wenig würde man nicht erwartet haben mit alleiniger Rücksicht auf die Masse der über den Boden verstreuten Dolomitbrocken; wie aber schon in dem Abschnitte über die Gesteine des Röth hervorgehoben wurde, bleibt der Dolomit in grossen Brocken liegen, während die Mergel rasch zerkrümelt und fortgeführt werden; deshalb schützt auch eine schwache Dolomitbank den Boden gegen rasche Erosion. Gerade die oberen flachgeneigten Abhänge des Kugelberges bieten Gelegenheit zu beobachten, dass solche Dolomitbänke breite Stufen bilden, die wie gepflastert aussehen, indem die einzelnen durch Querklüfte getrennten Dolomitplatten gegen ihr Ausgehen zu auseinanderweichend und in den zeitweise erreichten Untergrund einsinkend, wohl weiter ausgebreitet, aber nicht ganz fortgeführt werden. Dieser Umstand ist in praktischer Beziehung beachtenswerth; da nämlich das Ausstreichen der Dolomitbänke des Röth meist nach zerstreuten Brocken beurtheilt werden muss, so erklärt sich aus ihm, dass die Mächtigkeit desselben häufig zu hoch geschätzt worden ist. Die in der Regenfurche über Eichenberg anstehenden Rhizocorallium-Dolomitbänke lassen sich um die Abhänge des Kugelberges herum ziemlich zusammenhängend verfolgen, namentlich auf der Südseite. Jedoch hat man sich nicht weit zu entfernen, um ihre Mächtigkeit nicht nur, sondern auch ihre Zahl sich verändern, auch gerade südlich von Gumperda, zwischen der dritten und vierten Dolomitbank eine bis 0,30 Meter starke, aber nicht weit fortstreichende Gypslinse sich einlagern zu sehen.

Knapp über dem obersten Rhizocorallium-Dolomit bildet die ausgezeichnete Hornsteinschicht, welche im vorigen Abschnitt ausführlich beschrieben wurde, den Boden einer Stufe, über welche der Fahrweg von Gumperda nach Eichenberg führt.

Darüber reicht das Röth noch 56½ Meter hoch hinauf. Diese oberen Schichten sind besonders bunt in Folge häufiger Einschaltung thoniger und sandiger Dolomite; sie schliessen auch noch ein nirgends über 3 Meter starkes und kaum ⅛ Meile weit fort-



streichendes linsenförmiges, dünnschieferiges Gypsflötz ein, dem Dolomit, Mergel und Sandstein reichlich untergeordnet ist.

Die beschriebenen, vier vollständigen Profile lassen noch nicht die volle Mannichfaltigkeit der Entwickelung des ostthüringischen Röth übersehen, namentlich nicht in Bezug auf die Einlagerungen von Gyps und von Dolomit.

Ausser dem Hauptgypsflötz an oder nahe über der unteren Grenze des Röth finden sich starke Flötze auch in der Mitte und an der oberen Grenze des Röth.

Entlang der Unstrut bei Nebra ziehen sich etwa 45 Meter über dem Hauptflötz noch zwei höhere Gypsflötze in einem Abstand von etwa $8^1/_2$ Meter durch die Mitte des Röth.

Nördlich über Tiefengruben bei Berka a. d. J. schliesst ein, allerdings aus reinem und mergelreichen Gyps zusammengesetztes, meist dünnschieferiges, nur auf eine Erstreckung von etwa 600 Schritt ausdauerndes Flötz das Röth gegen den Muschelkalk ab.

Wiederum an anderen Stellen ist das Röth im Gegensatz zu den bisher beschriebenen ganz frei von Gyps; so am östlichen Abhange des Riechheimer Berges nahe Kranichfeld, und am westlichen Abhange des Lohmaer Berges nahe Blankenhain.

Eine über 0,3 Meter starke Dolomitbank, ebenfalls reich an organischen Ueberresten, namentlich an Schalen von *Myophoria costata*, *Gervillia socialis*, *G. costata*, *Pecten Albertii* u. A., aber ohne das Relief *Rhizocorallium jenense* auf der unteren Schichtfläche ist bei Gross- und Klein-Bockedra am Wege von da nach Oelknitz a. S. zwischen Jena und Cahla den lichten Letten und Mergeln zwischen dem mittleren Buntsandstein und dem Hauptgypsflötz eingeschaltet.

Sehr starke Dolomitbänke bietet das Röth zu beiden Seiten der Saale unterhalb Naumburg, zur linken Seite bei Eulau gegen das Gerodig zu, zur rechten Seite bei Politz nahe Stössen; an beiden Orten sind die Aufschlüsse unvollkommen.

Allein auch diese Vorkommnisse werden überboten durch dasjenige am Katzenberge bei Nebra, welches durch einen weiten Steinbruch auf mehr als 3 Meter aufgeschlossen ist. Dasselbe ist



zugleich sehr reich an organischen Ueberresten, die Speyer[1]) aufgeführt hat.

Fasst man die vorstehenden Darstellungen einzelner Localitäten zusammen, so erhält man die nachfolgenden allgemeinen Resultate.

Die Mächtigkeit des ostthüringischen Röth sinkt selten unter 60 Meter und steigt selten über 150 Meter. Mächtigkeiten unter 60 Meter beobachtet man nur da, wo die Röthschichten steil aufgerichtet und gebogen sind zufolge starker Faltungen der Erdrinde; sie kommen vielorts auf Verquetschung hinaus. Mächtigkeiten über 150 Meter beobachtet man eigenthümlicher Weise gerade am östlichen Rand der Ausbreitung des Röth zwischen Jena und Bürgel, z. B. bei Löberschütz 163 Meter.

Die Gypseinlagerungen im ostthüringischen Röth sind ebenso massenhaft, als unbeständig. Sie nehmen mitunter mehr als den dritten Theil der gesammten Mächtigkeit ein, mitunter fehlen sie ganz. Mächtige Röthentwickelungen sind gewöhnlich, aber doch nicht immer, mit starken Gypseinlagerungen verbunden. Eigentliche Gypsflötze sind vorzugsweise dem unteren Röth eigen, fehlen aber auch dem oberen nicht ganz; Gypsführung in untergeordneten Schichten und Kluftausfüllungen ist durch das ganze Röth verbreitet. Starke Bänke reinen und besonders porphyrartigen Gypses finden sich fast nur im unteren Röth; die Gypse des oberen Röth sind vorwaltend mergelig, dünnschieferig und faserig. Die Scheidung in ein unteres gypsführendes und in ein oberes gypsfreies Röth ist für Ostthüringen unthunlich.

Die Dolomitbänke nehmen einen nur selten mehrere Procente betragenden Theil von der Mächtigkeit des Röthes in Anspruch, einen so kleinen Theil, dass ihre kartographische Darstellung im Maassstabe von 1 : 25000 ohne willkürliche Hinzunahme der hangenden und liegenden Mergel mit Ausnahme einiger Stellen technisch gar nicht ausführbar ist. Selbständige und zugleich versteinerungsreiche Dolomitbänke erscheinen besonders in den Profilen, in denen sich das Hauptgypsflötz, dasjenige des unteren

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 29, S. 205; Jahrg. 1877.

Röth geltend macht. Sie drängen sich über ihm am dichtesten zusammen, ohne auf eine bestimmte Zahl und auf eine bestimmte Höhenzone beschränkt zu sein. Sie fehlen auch unter dem Hauptgypsflötz nicht; sie sind auch dem oberen Röth nicht fremd. Von den Versteinerungen ist *Myophoria costata* allen Dolomiten gemeinschaftlich, während sich *Rhizocorallium jenense* auf die mittleren beschränkt und sehr ungleichmässig vertheilt ist.

Die einzige Sandsteinbank, welche mit einer gewissen Selbständigkeit auftritt — Zenker's Saurier-Sandstein —, liegt zwischen den unteren Rhizocorallium-Dolomitbänken. Es dürfte der Mühe werth sein, sie weiter aufzusuchen und sorgfältiger zu untersuchen, namentlich auf ihren organischen Inhalt.

Die Hornsteine sind bis jetzt nur aus dem oberen Röth bekannt geworden, nehmen aber entschieden am Hausberge und Jenzig bei Jena einen höheren Horizont ein, als am Kugelberge bei Cahla.

Endlich die Hauptmasse des Röth, die Mergel werden gewöhnlich nach unten fett und licht, d. h. thonreich und ferritarm, gehen auch wohl in lichte Letten oder schieferige Thone über und zwar namentlich da, wo die Gypse sich ausgekeilt haben, als Aequivalente derselben. Die Mergel werden gewöhnlich nach oben mager und licht, d. h. thonarm, ferritarm und carbonatreich. Das ist aber doch nicht immer der Fall; die Mergel verdienen vielmehr den Namen der bunten im vollsten Sinne, nicht blos mit Rücksicht auf die Farbe, sondern auch auf den mineralogischen Bestand.

Aus alledem dürfte mit genügender Sicherheit hervorgehen, dass eine, auch nur durch das östliche Thüringen durchgreifende Gliederung des Röth weder auf lithologischer, noch auf paläontologischer Grundlage möglich ist. Sollen die verschiedenen Farben und Signaturen geologischer Karten nicht sowohl lithologische Uebereinstimmung — wie das bezüglich der Gypse nun einmal angenommen worden ist —, sondern vielmehr gleichzeitige Bildung bezeichnen, so wird man das Röth mit Ausschluss der Gypse als ein Ganzes zusammenfassen müssen.

Gegenüber der grossartigen Gleichförmigkeit und Einförmigkeit des mittlern Buntsandsteins und des unteren Muschelkalks

hat man wechselvolle Mannichfaltigkeit als die Regel der Gesteinsfolge des Röth anzuerkennen.

Das Röth vermittelt eben den Uebergang zweier Absatzperioden in einander, die unter scharf contrastirenden Bedingungen standen. Das Meer des Röths war bald von klarem, bald von trübem Wasser eingenommen, seine Absätze waren vorwaltend bald chemische, bald mechanische Bildungen. Die chemischen Bildungen beruhen auf der Ausscheidung bald von Carbonat — bald von Kieselsäure, bald von Sulphat, die mechanischen Bildungen auf dem Sinken bald von mehr thonigem, bald von mehr sandigem Schlamm. In dem klaren, oder doch nur wenig getrübten Meerwasser, aus dem chemische Absätze carbonatischer und kieseliger Natur erfolgten, gedieh organisches Leben, namentlich überzog sich der Meeresboden mit Schwämmen, der Absatz des Gypses erfolgte aus einem wahrscheinlich so salzreichen Meere, dass in demselben keine Organismen bestehen konnten. Das trübe Meerwasser des Röth war so schlammig wie dasjenige des mittleren Buntsandsteins und liess desshalb organisches Leben nicht aufkommen. Aus der Seltenheit pflanzlicher Ueberreste hat man auf das Fehlen eines nahe gelegenen, vollkommen entwickelten, d. h. von Vegetation eingenommenen Festlandes zu schliessen.

Erklärung der Abbildungen.

Fig. 1. Farbloser Glimmer mit farblosen, feinumrissenen Einlagerungen; aus dem in Chlorwasserstoffsäure unlöslichen Theile eines mergeligen Dolomites vom östlichen Abhang des Jenzigs bei Jena; Vergrösserung 350 fach.

Fig. 2. Grüner Glimmer mit gleichfarbigen Einlagerungen, scharf und dunkel umrissen; aus dem Hornstein vom östlichen Abhange des Jenzigs bei Jena; Vergrösserung 350 fach.

Fig. 3. Glimmerblatt, farblos glatt abgebrochen mit nierförmigen, traubigen und oolithischen Einlagerungen; aus dem schwerer aufschlämmbaren Theile eines grünlichgrauen Mergels vom Abhange des Kugelberges über Gumperda bei Cahla; Vergrösserung 115 fach.

Fig. 4. Glimmerblatt, farblos, glatt abgebrochen mit traubigen Einlagerungen; aus den schwerer aufschlämmbaren Theilen eines grünlichgrauen Mergels vom Abhange des Kugelberges über Gumperda bei Cahla; Vergrösserung 115 fach.

Fig. 5. Glimmerblatt, farblos mit oolithischen Einlagerungen; aus dem schwerer aufschlämmbaren Theile eines grünlichgrauen Mergels vom Abhange des Kugelberges über Gumperda bei Cahla; Vergrösserung 115 fach.

Fig. 6. Traubiges Aggregat, aufgelagert auf einem Glimmerblatt, quer gegen die Blattfläche des Glimmers gerichtet; aus dem in Chlorwasserstoffsäure unlöslichen Rückstande eines mergeligen Dolomites vom östlichen Abhange des Jenzigs bei Jena; Vergrösserung 225 fach.

Fig. 7. Oolithisches Aggregat, aufgelagert auf einem Glimmerblatt, quer gegen die Blattfläche des Glimmers gerichtet; aus dem in Chlorwasserstoffsäure unlöslichen Rückstande eines mergeligen Dolomites vom östlichen Abhange des Jenzigs bei Jena; Vergrösserung 225 fach.

Fig. 8. Glimmer grün; quer durch den Blätterdurchgang durchschnitten, gebogen, aufgeblättert; von opakem Ferrit umhüllt; aus Hornstein vom Jenzig bei Jena; Vergrösserung 115 fach.

Fig. 9. Glimmer fast farblos, gebrochen; aus dem Dünnschliffe eines Hornsteines vom Jenzig bei Jena; Vergrösserung 115 fach.

Fig. 10. Feldspathbrocken oder -Reste; aus dem Dünnschliffe eines Hornsteins vom Hausberge bei Jena; Vergrösserung 125 fach.

Fig. 11. Feldspathbrocken oder -Reste; aus dem Dünnschliffe eines Hornsteins vom östlichen Abhange des Jenzigs bei Jena; Vergrösserung 115 fach.

Fig. 12. Feldspathbrocken oder -Reste, Chalcedon, Apatit, brauner bis opaker Ferrit; aus dem Dünnschliffe eines Hornsteins vom Kugelberge über Gumperda bei Cahla, parallel zur Schieferung; Vergrösserung 125 fach.

Fig. 13. Knöllchenaggregate; aus aufgeschlämmtem Mergel vom Kugelberge über Gumperda bei Cahla; Vergrösserung 350 fach.

Fig. 14. Mikroschörlit; aus dem in Chlorwasserstoffsäure unlöslichen Rückstande eines mergeligen Dolomites vom östlichen Abhange des Zenzigs bei Jena; Vergrösserung 125 fach.

Fig. 15. Mikrozirkon; aus dem in Chlorwasserstoffsäure unlöslichen Rückstande eines mergeligen Dolomites vom östlichen Abhange des Jenzigs bei Jena; Vergrösserung 225 fach.

Terebratula Ecki nov. sp.
und das Lager dieser Versteinerung bei Meiningen.

Von Herrn **W. Frantzen** in Meiningen.

Schon seit längerer Zeit sind in der hiesigen Gegend auch unter den durch ihren Reichthum an Terebrateln ausgezeichneten und nach ihnen benannten Terebratelnbänken im unteren Wellenkalk Terebrateln aufgefunden worden, welche nach den bisher veröffentlichten Beobachtungen in demselben zerstreut und nur in seltenen Exemplaren vorzukommen schienen.

So machte H. Pröscholdt [1]) einen solchen Fund in einer nach seiner Messung 5,5 Meter unter dem Oolith liegenden Schicht in der Weissbach bei Meiningen. Eine zweite Terebratel fand er in seiner angeblichen »Bank mit *Myophoria curvirostris*« bei Welkershausen, deren Höhe über den Modiolaschichten er zu 13 bis 15 Meter angiebt. Ich bin nach diesen Angaben nicht zweifelhaft, dass der Fund in der Weissbach aus der Oolithbank α stammt, und vermuthe dasselbe auch bei der Terebratel von Welkershausen, obwohl mit dieser Ansicht die angegebene Höhe der Fundstelle über der unteren Wellenkalkgrenze allerdings nicht gut übereinstimmt, will jedoch die Möglichkeit, dass die Versteinerung auch in einem tieferen Horizonte gelegen haben könne, nicht als ganz und gar ausgeschlossen bezeichnen.

Wenn dagegen H. Emmrich [2]) im Jahre 1868 seine Oolithbank zur Terebratelzone rechnete, so scheint dies mir in Folge

---

[1]) Programm der Realschule zu Meiningen vom Jahre 1879.

[2]) Desgleichen vom Jahre 1868.

eines Irrthums geschehen zu sein; denn im Jahre 1873 trennte er sie wieder davon ab [1]) und sagte selbst, dass er die Oolithbank bei Abfassung des Programmes von 1868 noch mit den Terebratelbänken »zusammengeworfen« habe, und erst durch Eintragen ihrer Verbreitungslinien in die Specialkarte im Maassstabe von 1 : 25000 auf ihre scharfe Sonderung geführt worden sei. Von Terebrateln im unteren Wellenkalk erwähnt er selbst in seinen Schriften nichts.

Ebenso wie von H. Pröscholdt waren auch von mir in den letzten Jahren hie und da Terebrateln in den Wellenkalkschichten unter den Terebratelbänken beobachtet worden. Selten und nur in wenigen, leicht aufzuzählenden Exemplaren fand ich sie in Emmrich's Oolithbank, und zwar ein solches Exemplar in einem Steinbruche der Gemeinde Melkers, ein Paar andere südwestlich von Rohr, ferner bei demselben Orte am Lambertsberge eine Platte aus dem unmittelbaren Hangenden der Oolithbank β mit vier Exemplaren auf ihrer Oberfläche, und endlich einige Terebrateln südlich von Kühndorf, auch bei diesem Orte in einem dünnen Kalkplättchen gleich über der eigentlichen Oolithbank. Viel häufiger, als in diesem Horizonte, wurden sie an verschiedenen Punkten in der Umgegend von Meiningen auch in einer harten, blauen Kalkbank, an anderen Orten in einer Bank von mehr oder weniger oolithischer Beschaffenheit, stets in einem Niveau, nicht besonders tief unter der Oolithbank Emmrich's von mir angetroffen.

Alle diese Funde gewannen an Bedeutung, als durch H. Eck's Arbeiten [2]) im schwäbischen unteren Muschelkalk die Existenz zweier Schichten mit Terebrateln in grossem Abstande von einander und ferner eine Verschiedenheit der Form der letzteren je nach ihrem Lager nachgewiesen worden war. Es lag die Vermuthung nahe, dass die Verhältnisse bei Meiningen ähnliche sein möchten. Meine Untersuchungen über diesen Gegenstand führten zu dem Resultate, dass alle mir früher bekannt gewordenen Fundstellen unter der Oolithbank β sämmtlich einer und derselben Bank, nämlich der Oolithbank α angehören, und dass Terebrateln hier

---

[1]) Programm der Realschule zu Meiningen vom Jahre 1873.

[2]) H. Eck, Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXXII, Heft II.

gar nicht selten sind, vielmehr überall darin vorkommen, an einzelnen Stellen selbst in recht grosser Zahl, so dass man die Oolithbank α in der That geradezu als das untere Hauptlager von Terebrateln, aus welchem sie, wie oben schon angegeben wurde, nur in wenigen Exemplaren auch in die Oolithbank β hinaufgehen, bezeichnen kann. Ferner konnte ich constatiren, dass die erwähnten Petrefacten in ihrer Beschaffenheit mit den gleichen Versteinerungen aus dem unteren schwäbischen Terebratelhorizonte Eck's genau übereinstimmen.

Obwohl bereits durch den eben genannten Forscher auf die Verschiedenheit der Form der Terebrateln in verschiedenen Horizonten des Muschelkalks hingewiesen worden ist, so möchten doch weitere Mittheilungen über diese Verhältnisse in der hiesigen Gegend nicht ganz ohne Interesse sein.

Alle bis jetzt von mir untersuchten Terebrateln aus den hiesigen Oolithbänken α und β zeigen ebenso wie die Terebrateln aus der unteren Terebratelschicht Eck's im schwäbischen unteren Muschelkalk keine Spur von Rinne unter dem Wirbel der Rückenschale, während dieselbe auch bei Meiningen den Terebrateln der oberen Abtheilung des unteren Muschelkalks niemals fehlt, weder den jungen noch den alten. Ueber die Beschaffenheit der Terebrateln im oberen Muschelkalk in Bezug auf die Rinnenbildung hat H. Eck in seiner bereits citirten Arbeit hervorgehoben, dass sich hier die Rinne gewöhnlich ebenfalls vorfindet und nur bei alten Exemplaren zuweilen blos in Spuren oder kaum vorhanden ist. Es existirt also nach H. Eck zwischen den Terebrateln des oberen Muschelkalks und den Terebrateln seiner unteren Terebratelschicht im württembergischen unteren Muschelkalk in Bezug auf die Rinne der Unterschied, dass, während dieselbe bei den Exemplaren aus dem oberen Muschelkalk wenigstens in der Jugend immer ausgebildet ist, sie bei den Terebrateln des unteren Terebratelhorizontes überhaupt in keinem Stadium der Lebensdauer vorkommt. Dieselben Verhältnisse zeigen auch die Terebrateln der hiesigen Gegend. Sehr ausgezeichnet finde ich die Rinne auch an der kleinen *Terebratula vulgaris var. cycloides* aus den Nodosenschichten.

In gleicher Weise, wie in Württemberg im unteren Muschelkalk die Terebrateln der unteren Terebratelschicht sich durch ihre geringe Grösse von den Exemplaren aus der oberen Terebratelschicht unterscheiden, ist dies auch bei Meiningen bei den Terebrateln aus den Oolithbänken und den gleichen Versteinerungen aus der oberen Abtheilung des Wellenkalks der Fall. Die letzteren sind mit den Terebrateln aus der oberen Terebratelschicht Württembergs vollständig identisch.

Indem ich umstehend in einer Tabelle die Maasse verschiedener Terebrateln aus dem unteren Terebratelhorizonte bei Meiningen und aus Württemberg beifüge, bemerke ich über die Grösse dieser Versteinerungen weiter, dass das grösste Exemplar, welches ich hier in der Oolithbank *α* aufgefunden habe, nur 19 Millimeter Länge hat, während bei den Terebrateln des oberen Wellenkalks in hiesiger Gegend Längen von 30 Millimeter keine Seltenheiten sind. Gewöhnlich erlangen die Terebrateln der Oolithbänke nur eine Grösse von 15 bis 17 Millimeter.

Das Verhältniss der Länge des Gehäuses zur Breite ist bei diesen Versteinerungen sehr variabel. Man findet bei einem grossen Theile derselben Formen, welche viel länger als breit, einen ovalen oder seltener auch wohl einen abgerundet-pentagonalen Umriss zeigen, so besonders bei den Terebrateln mit Wülsten auf der Rückenschale. Zu solchen Typen gehören die Exemplare unter der No. 1 und 2 der Tabelle. Ein anderer Theil hat breite Gehäuse, wie das Exemplar unter No. 4. Die Breite wird bei ihnen der Länge fast gleich. Der Unterschied zwischen breiten und schlanken Formen ist jedoch kein durchgreifender; vielmehr gehen sie in einander über. Die Terebratel unter No. 3 der Tabelle gehört zu solchen Uebergangsformen.

Aus der mitgetheilten Tabelle ist zu ersehen, dass mit der verhältnissmässig grösseren Breite im Allgemeinen auch der Schnabelwinkel wächst. Während er bei einem meiner schlankesten Gehäuse aus hiesiger Gegend bis auf 61 Grad herabsinkt, wird er bei den breiten Terebrateln zu einem rechten.

Eine ganz extreme Gestalt zeigen die Exemplare, deren Maasse unter No. 6 und 7 angegeben sind; die beiden Stücke stammen

No.	Länge des Gehäuses	Breite des Gehäuses	Dicke des Gehäuses	Entfernung der grössten Breite des Gehäuses vom äussersten Schnabeltheile	Entfernung der grössten Dicke des Gehäuses vom äussersten Schnabeltheile	Länge der Rückenschale, soweit sie äusserlich sichtbar ist	Schnabelwinkel Grad	Verhältniss der Länge der Rückenschale zu ihrer Breite
1.	16,7	12,0	7,7	9,2	7,7	15,4	61	—
	100	72	46	55	46	—	—	100 : 78
2.	16,6	12,6	7,0	9,3	7,5	15,0	62	—
	100	76	42	56	45	—	—	100 : 84
3.	15,0	12,4	6,0	7,8	6,8	13,3	81	—
	100	82	40	52	45	—	—	100 : 93
4.	10	9,2	4,3	5,4	4,5	9,0	90	—
	100	92	43	54	45	—	—	100 : 103
5.	3,0	2,6	1,2	—	—	—	—	—
	100	87	40	—	—	—	—	—
6.	15,6	14,5	8,5	9,5	7,0	13,6	80	—
	100	93	54	61	45	—	—	100 : 107
7.	15,0	15,9	8,8	9,8	7,0	13,0	86	—
	100	106	55	65	47	—	—	100 : 115

Bemerkungen. Die Exemplare unter No. 1 bis 5 incl. stammen aus der Oolithbank α bei Meiningen, die unter No. 6 und 7 aufgeführten aus der unteren Terebratelschicht des unteren Muschelkalks bei Aach unweit Freudenstadt in Württemberg.

Die ersten 6 Ziffern bei jeder No. geben in der oberen Horizontalreihe die Maasse in Millimeter, in der unteren die Verhältnisszahlen der übrigen Dimensionen zur Länge der Bauchschale, diese gleich 100 gesetzt.

allerdings nicht aus dem hiesigen, sondern aus dem süddeutschen unteren Muschelkalk bei Aach. Bei einem mässig grossen Schnabelwinkel werden sie in den äusseren Umrissen einem an den Ecken abgerundeten gleichseitigen Dreieck ähnlich. Die Breite übertrifft bei dem Exemplare unter No. 7 sogar die Länge des Gehäuses, wenn auch nur wenig. Auch darin weichen die erwähnten beiden Stücke von dem gewöhnlichen Habitus der in Rede stehenden Terebrateln ab, dass bei ihnen die grösste Dicke ungewöhnlich weit vom Wirbel ab gegen den Stirnrand hin gerückt erscheint. Bei den meisten Exemplaren liegt dieselbe nicht in der Mitte des Gehäuses, sondern etwas näher zum Schnabel hin. Hierdurch unterscheiden sich diese Terebrateln von der *Terebratula vulgaris* des oberen Wellenkalks, bei welcher die grösste Dicke in der Mitte des Gehäuses liegt.

Die grösste Breite desselben befindet sich an den bisher von mir in den Oolithbänken aufgefundenen Terebrateln zuweilen in der Mitte, gewöhnlich aber etwas davon entfernt nach dem Stirnrande hin.

Ueber den bei manchen Terebrateln an der Rückenschale ausgebildeten Wulst bemerkt H. Eck in seiner bereits citirten Abhandlung, dass bei den meisten Terebrateln des unteren Horizontes davon nichts zu finden sei. Auch in dieser Hinsicht gleichen die Terebrateln der hiesigen Oolithbänke den schwäbischen vollkommen; sie sind aussergewöhnlich ganz glatt. Von allen meinen aus hiesiger Gegend stammenden Exemplaren hat nur ein einziges von $15^1/_2$ Millimeter Länge einen gut ausgebildeten Wulst. Man kann ihn vom Stirnrande ab auf 6 Millimeter Länge nach dem Schnabel hin verfolgen. Die Bauchschale zeigt dagegen keine Spur einer der Aufwulstung der Rückenschale entsprechenden Depression; sie bleibt völlig glatt.

Auch im unteren Terebratelhorizonte des württembergischen unteren Muschelkalks sind Exemplare mit einem Wulste an der Rückenschale nicht häufig. Unter 293 Stück, welche ich in der Umgegend von Aach und Rohrdorf in Württemberg sammelte, befinden sich nur 6, welche einen deutlichen Wulst haben und

nur ein Paar andere, an denen noch schwache Andeutungen von Kanten zu sehen sind.

Das Vorhandensein des Wulstes ist unabhängig von der äusseren Form; ich finde ihn an schmalen und breiten, an grösseren oder kleineren Exemplaren. Die Kanten, welche in Folge der Aufwulstung auf der Rückenschale entstehen, lassen sich zuweilen vom Stirnrande bis hart an den Wirbel verfolgen. Bei einer Terebratel von 17,2 Millimeter Länge sieht man sie vom Stirnrande convergirend nach dem Wirbel hin laufen und bei etwa 11,8 Millimeter Abstand verschwinden. Man darf aus diesen Verhältnissen schliessen, dass die Ausbildung des Wulstes zuweilen schon in ganz früher Jugend begann, bei anderen Individuen erst viel später, bei den meisten aber gar nicht.

Der Winkel, unter welchem die Seitenkanten des Wulstes convergiren, ist verschieden; bei den breiten Exemplaren ist er breiter, bei den schlanken schmäler. So zeigt z. B. ein schmales Gehäuse einen Winkel der Wulstkanten von 18, ein ganz breites aber einen solchen von 34 Grad.

Ich habe bereits oben erwähnt, dass das einzige in hiesiger Gegend von mir im unteren Terebratelhorizonte aufgefundene Exemplar mit Wulst keine demselben entsprechende Depression der Bauchschale zeigt. Bei meinen in Württemberg gesammelten Terebrateln ist es gewöhnlich ebenso. Nur ein einziges grosses Exemplar von 20 Millimeter Länge, an welchem die Kanten des Wulstes bis auf 6 Millimeter Entfernung vom Deltidium besonders scharf ausgebildet sind, hat auf der Bauchschale 2 mit den Kanten des Wulstes correspondirende, ziemlich tief eingeschnittene Furchen, innerhalb welcher die Schale sich jedoch nicht senkt. Ich bemerke dazu, dass eine *Terebratula vulgaris* aus dem Trochitenkalke bei Rohr (Section Meiningen) bei ungewöhnlich starker Ausbildung des Wulstes an der Rückenschale ebenfalls tiefe Furchen auf der Bauchschale besitzt.

Den verschiedenen äusseren Formen der Klappen entspricht auch ein verschiedener Verlauf des äusseren Randes derselben. Die schlanken Exemplare zeigen gewöhnlich eine sanfte Aufbiegung des Stirnrandes der Rückenklappe, an deren Seiten sich da, wo

bei den Terebrateln mit Wulst die Seitenkanten desselben auf den Stirnrand treffen, eine geringe Depression des Randes der Rückenklappe vorfindet. Die eben erwähnte und bei den meisten Exemplaren vorhandene Aufbiegung des Stirnrandes der Rückenklappe nimmt bei anderen sehr ab, verschwindet bei einzelnen auch wohl ganz und gar, so dass der Stirnrand dann mit den Seitenwänden in einer Ebene liegt.

Die bereits wegen ihrer ungewöhnlichen Gestalt und grossen Breite erwähnte, unter No. 7 der Tabelle aufgeführte Terebratel von Aach ist auch durch eine ungewöhnlich grosse Breite und Höhe der Aufbiegung des vorderen Stirnrandes ausgezeichnet.

Der Bau des Gerüstes im Innern der Schale lässt sich zwar nicht genau untersuchen, möchte aber von demjenigen der gewöhnlichen *Terebratula vulgaris* schwerlich verschieden sein. H. Eck sah an württembergischen Stücken hie und da das Septum durchschimmern; bei den hiesigen kann man es ebenfalls zuweilen beobachten, daneben die kurzen Zahngrubenwände. Bei dem Exemplar No. 1 der Tabelle sieht man die letzteren in einer Länge von 2, das erstere in einer Länge von 6,3 Millimeter sehr deutlich.

Wird die Schale der Klappen abgesprengt, wie dies beim Zerschlagen des harten Gesteines der Oolithbank *α* sehr oft geschieht, so bemerkt man zuweilen an einzelnen dieser Steinkerne in der Medianebene der Rückenklappe eine äusserst schwache Einsenkung an derselben Stelle, wo die Terebrateln des oberen Wellenkalks aussen die Rinne unter dem Wirbel zeigen. Sie hat jedoch mit der letzteren nichts zu thun und ist lediglich eine Folge der Verdeckung der Schale in der Nähe des Septums.

Von den Gefässen des Thieres herrührende Eindrücke finde ich an den meisten Exemplaren aus der Oolithbank *α* nicht; nur ein einziger Steinkern, von welchem jedoch blos die obere Hälfte erhalten ist, zeigt in der Medianebene der Bauchschale eine schmale Rinne, welche sich von der abgebrochenen Stelle bis halbwegs zum Wirbel verfolgen lässt. Die württembergischen Terebrateln eignen sich zu solchen Beobachtungen wenig, weil ihre Schale gewöhnlich erhalten ist und sich auch nicht leicht entfernen lässt. —

Es ist bemerkenswerth, dass an der *Terebratula vulgaris* aus dem oberen Terebratelhorizonte des Wellenkalks mehr oder weniger deutlich solche Rinnen sehr häufig, vielleicht immer vorkommen. Schlecht erhalten finde ich sie an einem solchen Exemplare von Aach; sehr deutlich und oft vom Wirbel bis zum Stirnrande laufend an einer ganzen Reihe von Steinkernen aus der hiesigen Gegend. Neben der Rinne in der Medianebene liegt an jeder Seite vom Wirbel der Bauchschale noch eine kurze, so dass beide gegen den Wirbel hin etwas convergiren. Diese Seitenrinnen sind ebenfalls schmal, nicht tief und erreichen vom Wirbel nur etwa $^1/_4$ der Schalenlänge.

Es ist bereits von H. Eck darauf hingewiesen worden, dass, falls die dort von ihm erörterten Verhältnisse sich auch für andere Gegenden bestätigen sollten, er eine Auszeichnung der Terebratel des unteren Terebratelhorizontes im unteren Muschelkalk als Varietät der *Terebratula vulgaris* für erlaubt halte. Nachdem von mir hier in so weiter Entfernung von den württembergischen Fundstellen dieselbe Versteinerung in grosser Zahl, in besonderem Lager und unter ähnlichen Verhältnissen aufgefunden worden ist, möchte es sich empfehlen, der von Herrn Eck zuerst unterschiedenen und beschriebenen kleinen Terebratel aus dem unteren Muschelkalk einen besonderen Namen zu geben. Ich erlaube mir daher den Vorschlag, dieselbe zu Ehren des um die Kenntniss des Muschelkalks so hoch verdienten Forschers *Terebratula Ecki* zu nennen.

Ob man die *Terebratula Ecki* nur als Varietät der *Terebratula vulgaris*, wie es anfangs von Herrn Eck selbst geschah, aufzufassen habe, oder ob man bei unserer erweiterten Kenntniss der Verhältnisse nicht noch einen Schritt weiter gehen und sie als besondere Species auffassen müsse, hierüber äussert sich Herr Eck in einer an mich gerichteten brieflichen Mittheilung, aus welcher ich den betreffenden Passus zum Abdruck bringe, sehr treffend in folgender Weise:

»Was die Frage: Varietät oder Art? betrifft, so bin ich heute durchaus nicht mehr zweifelhaft darüber, dass man es mit einer selbstständigen Form zu thun hat. Als ich dieselbe beschrieb, kannte man sie mit Sicherheit nur von hier, und wenn sie sich

auch hier dem Lager nach von der *Terebratula vulgaris* getrennt hielt, wäre es doch möglich gewesen, dass sie sich anderswo mit der letzteren zusammen gefunden hätte; deshalb bezeichnete ich sie vorsichtigerweise vorläufig mit *Terebratula vulgaris var.* Nachdem sie sich jedoch mit den nämlichen Charakteren und in ähnlichem Lager anderswo gleichfalls getrennt von *Terebratula vulgaris* gefunden hat, kann man sie wohl nicht mehr als Varietät, d. h. als gleichzeitig lebende Abänderung, sondern (die Gleichheit des innereren Gerüstes vorausgesetzt) höchstens die *Terebratula vulgaris* als Mutation jener, d. h. als verschiedenartige Abänderung auffassen, und in solchem Falle hat man bis jetzt und mit Recht immer eine selbstständige Bezeichnung gewählt«.

Um das Lager der *Terebratula Ecki* mit dem gleichen Horizonte an anderen Orten vergleichen zu können, erscheint es zweckmässig, zunächst auch über die Beschaffenheit der beiden Oolithbänke α und β und ihre Lage im Schichtenverbande einige Mittheilungen zu machen.

Die Oolithbank β, der »Oolith« Emmrich's ist eine von zahlreichen kleinen Oolithkörnern angefüllte mächtige Kalkbank. Die einzelnen Oolithkörner zeichnen sich ebenso wie die Oolithkörner der unteren Schaumkalkbank im oberen Wellenkalk durch ihre Kleinheit und durch die grosse Gleichmässigkeit der gewöhnlich runden oder doch der Kreisform sich nähernden Körner aus. Sie unterscheiden sich dadurch auffällig von den Oolithen der Terebratelbänke, die sehr gewöhnlich neben mehr oder weniger runden Körnern in grosser Zahl auch solche enthalten, welche sehr viel mal länger als breit sind, und zuweilen nur wenig durch Wellenschlag abgerundeten Gesteinsfragmenten gleichen. Die Farbe des Gesteins ist in Folge der Umwandlung des kohlensauren Eisenoxyduls in Eisenoxydhydrat über Tage überall ockergelb.

Wie alle Oolithe des unteren Muschelkalks zeigen auch die einzelnen Oolithkörner dieser beiden Bänke keine radialfaserige Zusammensetzung, während sie auffallender Weise bei den Oolithen in der Oolithzone des Trochitenkalks im oberen Muschelkalk Regel ist und weit verbreitet zu sein scheint. Ich beobachtete die radialfaserige Structur der Oolithkörner in dieser Zone nicht blos hier,

sondern auch in der Rhön, ebenso nördlich vom Thüringer Walde, z. B. am Horstberge bei Mihla (Section Berka).

Jedes Oolithkorn der Oolithbank β besteht aus einem oder mehreren Krystalloiden mit verschiedener Lage der Krystallaxen. Die Kryställchen der Oolithkörner sind sehr oft erheblich grösser, als diejenigen, welche die Grundmasse bilden. Die Grösse der Oolithkörner beträgt gewöhnlich 0,18 bis 0,24 Millimeter im Durchmesser.

Die Oolithbank β gehört zu den mächtigsten Bänken des Wellenkalks in hiesiger Gegend und wird in dieser Hinsicht nur durch die untere Terebratelbank und durch die untere Schaumkalkbank im oberen Wellenkalk übertroffen. Das Liegende der eigentlichen Oolithbank besteht gewöhnlich aus einer oder mehreren festen, harten, blauen Kalkbänken von bedeutender Mächtigkeit. Sie eignen sich daher zu Bausteinen und werden zu diesem Zwecke mit dem Gesteine der oolithischen Schichten zuweilen gebrochen, so bei Melkers und Helba. Aehnliche feste, blaue, ebenflächige Kalkbänke bilden bei Meiningen gewöhnlich auch das Liegende der übrigen oolithischen oder schaumigen Schichten des Wellenkalks. Wo die Oolithbank verdrückt erscheint, oder wie dies auch wohl vorkommt, einmal ganz verschwindet, wie es hie und da am rechten Ufer der Werra zwischen Grimmenthal und Meiningen der Fall ist, sind gewöhnlich die liegenden blauen Bänke vorhanden und können dann bei der Aufsuchung der Bank leiten. Nur an wenigen Stellen, so an den Thonköpfen bei Meiningen scheinen auch diese zu fehlen. Als ein Beispiel ihrer gewöhnlichen Mächtigkeit gebe ich eine Messung der Bank in dem Steinbruche der Gemeinde Melkers an dem zwischen Eutel und den Melkerser Felsen von der Hassfurt nach Melkers führenden Wege. Die eigentliche, zahlreiche Oolithkörner enthaltende gelbe Oolithbank besteht hier aus 2 Packen; der obere 0,34, der untere 0,55 bis 0,65 Meter stark, beide getrennt durch eine 0,015 Meter dicke Thonlage. Darunter folgt, durch ein Lösen oder einen Thonstreifen von der Oolithbank geschieden, eine Bank von 0,48 Meter aus hartem, ebenflächigem, blauem Kalk bestehend; darunter noch eine zweite von derselben Beschaffenheit und von 0,40 Meter Dicke.

An Petrefacten ist die Oolithbank β nicht besonders reich, weder an Arten noch an Individuen. Neben der sehr seltenen *Terebratula Ecki* findet sich der *Pecten Albertii* öfters darin; ausserdem sind besonders noch die *Myophoria elegans,* deren schöne Erhaltung in dieser Bank schon Emmrich rühmt, und in gleicher Beziehung auch *Myophoria laevigata* als häufiger vorkommende Petrefacten zu nennen. Encrinitenstiele sind in der Bank gewöhnlich nicht vorhanden; doch kommen sie an anderen Orten zuweilen sparsam darin vor und nur an wenigen Stellen auch in grösserer Zahl, wie z. B. südlich von Kühndorf (Section Wasungen).

Eine Messung in der Weissbach bei Meiningen ergab eine Höhe der Unterkante der Oolithbank β über den gelben Kalken an der Basis des Wellenkalks von 119 preussischen Decimalfuss oder von 44,80 Meter.

Die Oolithbank α liegt bei Meiningen gewöhnlich 20 Dec.-Fuss = 7,53 Meter unter der Unterkante der Oolithkante der Oolithbank β. Emmrich erwähnt sie auf pag. 6 des Programmes der Realschule zu Meiningen vom Jahre 1873 lediglich als eine feste, blaue Kalkbank. In solcher Gestalt erscheint sie bei Meiningen an vielen Stellen; an anderen wird wenigstens, und zwar sehr häufig, ihr oberster Theil oolithisch, so am Eschberg bei Walldorf, am Schneeberg bei Metzels und an zahlreichen Punkten der Hassfurt. In der ganzen Mächtigkeit von Oolithkörnern angefüllt, findet man sie nur selten, so in den Bergen bei Neubrunn, an mehreren Punkten der Section Helmershausen und besonders ausgezeichnet an dem bereits oben erwähnten Fusswege durch die Hassfurt nach Melkers. An letzterer Stelle lagert 10 Meter unter der Oolithbank β, tiefer als ich sie sonst hier irgendwo traf, auf einer festen blauen Kalkbank, von gelben Oolithkörnern ganz angefüllt die Oolithbank α in einer Mächtigkeit von 0,62 Meter; darüber folgen Wulstkalke, ebenfalls etwas oolithisch, wechselnd mit thonigen Mergelstreifen, 0,32 Meter mächtig; noch höher 0,42 Meter feste ebenflächige Sandbänkchen. Eine so grosse Mächtigkeit erreicht die Bank gewöhnlich aber nicht; gewöhnlich ist sie nicht viel über Fuss dick. Am Eschberg (Section Wasungen) besteht sie z. B. aus einer 0,38 Meter starken, blauen, oben in Oolith übergehenden

Kalkbank. Darüber liegen 0,17 Meter dicke, gelbliche, mürbere Kalkschiefer, welche, wie an vielen anderen Orten von festen blauen, geradschiefrigen Kalkbänkchen, hier von 0,45 Meter Gesammtmächtigkeit bedeckt werden.

Die eben erwähnten gelblichen, oft festeren, oft aber auch ziemlich mürben, wenig mächtigen Schichten unmittelbar im Hangenden der Oolithbank α sind dadurch ausgezeichnet, dass in ihnen die *Terebratula Ecki* ebenso vorkommt, wie auch in der Oolithbank α selbst; man findet an ihnen diese Versteinerung zuweilen sogar in viel grösserer Zahl, als in der letzteren, und kann sie da, wo die gelben Schichten mürber werden, leichter in unbeschädigtem Zustande daraus sammeln.

Die Oolithkörner der Oolithbank α sind ebenfalls gewöhnlich ockerfarbig, wie diejenigen der oberen Bank; nur an wenigen Stellen werden sie etwas lichter. Zuweilen findet man unter einer gelben oolithischen Verwitterungsrinde auch wohl noch den unverwitterten blauen Kern. Die Grösse der einzelnen Körner mag etwa 0,20 Millimeter betragen; sie sind gewöhnlich rund und gleichmässig, wie in der oberen Oolithbank. An anderen Orten jedoch, wie z. B. am Eschberge, sind neben den runden zuweilen auch solche Körner in mehr oder weniger grosser Zahl vorhanden, welche erheblich, sogar 4 oder 5 mal länger als breit sind.

An Petrefacten ist neben der *Terebratula Ecki* besonders das häufige Vorkommen von Limen, in den beiden Formen der *Lima lineata* und *radiata*, in breiten oder schmäleren Exemplaren zu erwähnen. Ausserdem findet man darin öfters den *Turbo gregorius*, sparsamer *Tellinites anceps*, *Chemnitzia obsoleta* und andere im Wellenkalk weit verbreitete und darum auch ziemlich gleichgültige Dinge. Encrinitenstiele kommen oft darin vor; einzelne Platten sind auf ihrer Oberfläche zuweilen ganz davon bedeckt. Von solchen Fundpunkten, wo ich in dieser Bank die *Terebratula Ecki* in grösserer Zahl traf, erwähne ich beispielsweise die Stelle bei Grenzstein No. 37 in den »Diemar'schen Schlägen« in der Hassfurt, eine andere Stelle bei Stein No. 72 in der Streitleite, die Umgebung des Walldorfer Kopfes und besonders auch die Berge bei Neubrunn. An anderen Orten ist die Versteinerung jedoch zu-

weilen nur spärlich vorhanden, so z. B. in den Bergen zwischen Walldorf und Metzels (Sect. Wasungen); doch habe ich noch nirgends vergeblich nach ihr gesucht. Allerdings macht es bei Meiningen mehr Mühe, wie in Württemberg, sich eine grössere Anzahl guter Exemplare zu verschaffen; denn einmal ist das Bänkchen nur dünn und daher nur an nackten Felsen gut aufgeschlossen; dann aber ist das Gestein gewöhnlich auch sehr hart, so dass die herausgeklopften Terebrateln gewöhnlich nur Bruchstücke bilden oder auch nur als Steinkerne aus dem festen Materiale herausspringen. Ausgewitterte, ganz unbeschädigte Exemplare habe ich nur in wenigen Stücken finden können. Wären die Verhältnisse hier wie in Württemberg und zerfiele die Oolithbank α hier ebenso in mergelige Erde, wie dies bei der unteren Terebratelschicht bei Aach und Rohrdorf der Fall ist, so würde man die in Rede stehende Versteinerung hier gewiss in eben so grosser Anzahl wie dort sammeln können; auch wäre in diesem Falle ihr Lager sicherlich nicht so lange verborgen geblieben.

Das Zwischenmittel zwischen den Oolithbänken α und β ist bei Meiningen gewöhnlicher blauer Wellenkalk. Nur die gelblichen, zuweilen etwas mürben und mergeligen Kalke im unmittelbaren Hangenden der Oolithbank α, welche sich etwas höher hie und da in Spuren wiederholen, erinnern an die durch Eisenoxydhydrat gefärbten Schichten, welche diesen Horizont nördlich vom Thüringer Walde kennzeichnen[1]).

Die Bezeichnung der beiden Oolithbänke mit den Buchstaben α und β habe ich den von der Königl. Preussischen geologischen Landesanstalt herausgegebenen geologischen Karten, auf welchen nördlich vom Thüringer Walde[2]) die untersten beiden Schaumkalkbänke mit den gleichen Buchstaben bezeichnet sind, entnommen. Ueber die Identität der genannten Schichten kann bei dem gleichförmigen Aufbau aller oder doch fast aller mächtigeren Bänke im unteren Muschelkalk, überall mit gleichen Eigenschaften und Petrefacten, kein Zweifel sein. Die Oolithbank α liegt bei Meiningen

---

1) Fr. Moesta, Erläuterungen zu Blatt Netra.

2) Blatt Netra.

in demselben Abstande von der Oolithbank β, in welchem auch nördlich vom Thüringer Walde die Schaumkalkbank β über die Schaumkalkbank α vorkommt. So liegt z. B. bei Kreuzburg an der Werra die letztere nach meiner Messung 20,6 Dec.-Fuss = 7,7 Meter unter der ersteren. Die ganze Differenz in der Entwickelung der Oolithbank α hier und dort ist nur die, dass die Bank hier gewöhnlich etwas dünner ist, und meistens weniger Oolithkörner enthält, wie nördlich vom Thüringer Walde.

Wenn H. Pröscholdt [1]) dagegen die Behauptung aufstellt, dass die »im Werrathale, in der Rhön, in Hessen und bei Arnstadt vorkommende Oolithbank« sich im westlichen Nordthüringen durch Einlagerung von Wellenkalk in 2 oolithische Bänke spalte und auf diese Weise »ein 25 Fuss breites Band« entstehe, so muss ich dieselbe als thatsächlich unbegründet und irrig bezeichnen.

Wenn auch mit gleicher Bestimmtheit die Identität der unteren Terebratelschicht im unteren Muschelkalk Württembergs mit der Oolithbank α nicht bewiesen werden kann, weil die *Terebratula Ecki* bei Meiningen nicht blos in einer einzigen Schicht gefunden wird, sondern auch, wenn auch nur in wenigen Exemplaren, nach oben hin in die Oolithbank β hinaufreicht, und ihr Horizont auch nach unten hin vielleicht noch erweitert werden müsste, wenn die von H. Loretz [2]) bei Schalkau am südlichen Thüringer Walde 8 bis 10 Meter über der unteren Wellenkalkgrenze aufgefundenen Terebrateln mit *Terebratula Ecki* identisch sein, und ihr Lager noch unter der Oolithbank α liegen sollte, so ist sie doch sehr wahrscheinlich. Dafür spricht neben der Häufigkeit der erwähnten Versteinerung in der Oolithbank α und in der unteren württembergischen Terebratelschicht auch die Lage der beiden Bänke im Schichtenverbande. In Württemberg liegt nach H. Eck die untere Terebratelschicht fast genau in der Mitte zwischen der unteren Grenze des Muschelkalks und der Schicht mit *Terebratula vulgaris* in der oberen Abtheilung desselben. Hier in Meiningen ist dies

---

[1]) Programm der Realschule zu Meiningen 1879, pag. 9 ff.

[2]) H. Loretz, Notizen über Buntsandstein und Muschelkalk in Südthüringen, abgedruckt im Jahrbuche der Königl. preuss. geol. Landesanstalt pro 1880.

ebenso; denn die Oolithbank α liegt 99 Dec.-Fuss = 37,27 Meter über der unteren Wellenkalkgrenze und 91 Dec.-Fuss = 34,26 Meter unter der unteren Terebratelbank.

Für die Untersuchung der vorliegenden Frage ist ferner das Vorkommen des *Ammonites Buchi* in dem Mittel zwischen den beiden Oolithbänken nicht ohne Bedeutung. In diesem Niveau fand ich den erwähnten Ammoniten in $4^3/_4$ Meter Höhe unter der Oolithbank β, allerdings nur ein einziges Exemplar. Wenn nun diese Versteinerung, immer einzeln und selten hier auch in den Schichten des unteren Wellenkalks unter der Oolithbank α und von H. Loretz[1]) am südlichen Thüringer Walde sogar schon in den Röthkalken beobachtet worden ist, so hat der Fund bei Welkershausen doch aus dem Grunde einige Wichtigkeit, weil auch an anderen Orten der *Ammonites Buchi* über der untersten Schaumkalkbank vorkommt. So ist er nach H. Eck[2]) bei Rüdersdorf nur wenige Fuss über der untersten Schaumkalkbank beobachtet worden. Die letztere liegt dort 246 Fuss über der unteren Muschelkalkgrenze und 170 Fuss 4 Zoll unter den Schichten mit *Terebratula vulgaris*, also auch nicht übermässig weit von der Mitte zwischen beiden Horizonten entfernt. In Württemberg liegt die Schicht mit *Ammonites Buchi* nach demselben Forscher[3]) nur wenige Fuss über der Schicht mit *Terebratula Ecki*.

Aus diesen Untersuchungen über die Petrefacten, über die stratigraphischen und petrographischen Verhältnisse der betreffenden Bänke geht hervor, dass man mit genügender Sicherheit die hiesige Oolithbank α, welches die unterste der sogenannten Schaumkalkbänke im hiesigen Wellenkalk ist, die unterste Schaumkalkbank im unteren Muschelkalk bei Rüdersdorf und in Norddeutschland überhaupt und endlich die untere Terebratelschicht im unteren Muschelkalk Württembergs als gleichzeitige Ablagerungen betrachten darf.

Mit diesem Horizonte fällt in Norddeutschland die zur Gliederung des unteren Muschelkalks in eine obere und untere Ab-

---

[1]) H. Loretz, a. a. O. S. 144.

[2]) H. Eck, Rüdersdorf und Umgegend S. 62.

[3]) H. Eck, a. a. O. S. 42.

theilung gezogene Grenze zusammen, während sie für die geologische Kartirung an der Ostseite des Thüringer Waldes bei Jena, und an seiner Westseite bei Meiningen erst bei der ersten Bank mit *Terebratula vulgaris* in viel höherem Niveau angenommen wird. Wenn auch bei einer geologischen Landesuntersuchung, welche speciellere Zwecke, wie rein wissenschaftliche Untersuchungen zu verfolgen hat, es unthunlich sein mag, überall denselben Horizont zur Gliederung eines Schichtensystems zu benutzen, schon aus dem Grunde, weil nur mächtigere Bänke und leicht in die Augen fallende Schichten-Complexe mit genügender Sicherheit verfolgt werden können, so wäre es zur Vermeidung von Missverständnissen doch sehr wünschenswerth, wenn wenigstens in der Literatur eine gleichförmigere Theilung des unteren Muschelkalks, als bisher angenommen und die Grenze überall, wo es angeht, bei der untersten schaumigen oder oolithischen Bank gezogen würde. Seitdem der gleiche Horizont auch in Süddeutschland mit genügender Sicherheit feststeht, würde durch Verlegung der übrigens auch durch Herrn Eck nur als provisorisch bezeichneten Grenze zwischen der oberen und unteren Abtheilung des unteren Muschelkalks in Süddeutschland nach der Schicht mit *Terebratula Ecki* eine, wenn auch vielleicht nicht ganz genaue, aber doch genügende Uebereinstimmung in der Gliederung des Wellenkalks in den verschiedenen Gegenden erzielt werden können.

Erklärung der Tafel 5.

Fig. 1. *Terebratula Ecki sp. n.* (schmaler Typus) aus der Oolithbank α von der Streitleite bei Meiningen in natürlicher Grösse. Original in der Sammlung der Königlichen Bergakademie zu Berlin.

a) Ansicht gegen die Rückenklappe.
b) Ansicht gegen die Bauchklappe.
c) Ansicht von der Seite.
d) Ansicht gegen den Stirnrand.

Fig. 2. *Terebratula Ecki sp. n.* (breiter Typus) aus der Oolithbank α von der Streitleite bei Meiningen in natürlicher Grösse. Original ebendaselbst.

a) Ansicht gegen die Rückenklappe.
b) Ansicht gegen die Bauchklappe.
c) Ansicht von der Seite.
d) Ansicht gegen den Stirnrand.

Fig. 3. *Terebratula Ecki sp. n.* aus der unteren Terebratelschicht des Muschelkalks von Aach in Württemberg in natürlicher Grösse. Original ebendaselbst.

Das Exemplar hat einen Wulst auf der Rückenschale und correspondirende Furchen auf der Bauchschale.

a) Ansicht gegen die Rückenklappe.
b) Ansicht gegen die Bauchklappe.
c) Ansicht von der Seite.
d) Ansicht gegen den Stirnrand.

Fig. 4. *Terebratula vulgaris* Schl. Ausgewachsenes Exemplar aus der oberen Terebratelschicht des unteren Muschelkalks von Aach in Württemberg. Original ebenda.

a) Ansicht gegen die Rückenklappe.
b) Ansicht gegen die Bauchklappe.
c) Ansicht von der Seite.
d) Ansicht gegen den Stirnrand.

Beitrag zur geologischen Kenntniss der cambrisch-phyllitischen Schieferreihe in Thüringen.

Von Herrn **H. Loretz** in Frankfurt a. M.

Einleitendes.

Wie in anderen Ländern, so hat sich auch in Thüringen das alte Schiefergebirge, oder das Grauwacken- und Uebergangsgebirge der ältern Geologen in die uns nunmehr geläufigen Systeme des Cambrium, Silur, Devon etc. aufgelöst, nachdem solche zuerst in England durch die bahnbrechenden Arbeiten hervorragender Geologen als klar gesonderte Einheiten aus dem Dunkel hervorgetreten waren, das bis dahin allenthalben über der Gesammtheit der alten Schieferschichten gelegen hatte; und wie anderswo, sind auch in Thüringen und den geognostisch gleich beschaffenen Nachbargebirgen in der schärfern Trennung und Unterabtheilung der alten Schichtensysteme durch die fortgesetzten Untersuchungen hochverdienter Forscher gar manche Fortschritte zu verzeichnen gewesen.

Es kann hier, wo wir uns ein enger begrenztes Thema gesetzt haben, nicht unsere Absicht sein, die Entwickelung der gesammten alten Formationen im thüringischen Gebirge vorzuführen, wie sie sich uns auf Grund der genannten Forschungen nun als eine Reihe sichergewonnener Resultate darstellt; auch müssen wir darauf verzichten, eine geschichtliche Darlegung der sich nach und nach erweiternden und vertiefenden Kenntniss unseres Schiefergebirges

zu geben und den Wechsel der Auffassungen vorzuführen, welche hierbei geltend gemacht wurden. Wir können von dieser Darlegung um so eher absehen, als schon Gümbel in der »geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges« S. 417 ff. (in den einleitenden Worten zur Silurformation) die Arbeiten und Anschauungen der Geologen kurz vorführt, welche in den letzten Jahrzehnten bis zur Gegenwart die geologische Erkenntniss des Thüringischen Schiefergebirges, wie der benachbarten, bildungsverwandten Gebirge gefördert haben [1]). — Was die Darstellung der einzelnen Formationen selbst betrifft, so enthält das genannte Werk auch in dieser Beziehung die reichhaltigste Belehrung.

Unserem Thema näher tretend, möchten wir vorher aus der ganzen Reihe stratigraphisch und paläontologisch bedeutsamer Horizonte unseres Schiefergebirges nur einige wenige kurz hervorheben, welche in der unzweifelhaftesten Weise das Vorhandensein ächter Silurbildungen in demselben haben erkennen lassen; wir denken hier zunächst an die dunkelen, kohlereichen, theils als Kieselschiefer, theils als erdige Schiefer ausgebildeten Graptolithenschiefer, welche nach Gestein wie nach ihren organischen Resten ganz so im Silur anderer Länder wiederkehren; wir erwähnen dann ferner die merkwürdigen, verzerrten, zu *Ogygia* oder *Asaphus* gehörigen Trilobiten eines tieferen Horizontes, des Steinacher Griffelschiefers; und jene eigenthümliche, den Griffelschiefer unterlagernde Eisensteinbildung, den Thuringit-Horizont, welcher wenn auch nicht in Thüringen, so doch weiter östlich, wohin er deutlich zu verfolgen ist, zahlreiche Exemplare einer kleinen Orthis enthält, deren nächststehende Verwandten in den schwedischen Paradoxidesschichten liegen. Ein Horizont mit einer eigentlichen Primordialfauna hat sich bisher in Thüringen etc. nicht nachweisen lassen; aber wir sind durch die letztgenannten Horizonte schon in die tieferen Regionen des Silur verwiesen.

Wenden wir uns nun von diesem Standpunkte abwärts zu dem älteren Schiefer, so treten wir in ein Gebiet ein, wo uns

[1]) Vergl. auch Richter, Das thüringische Schiefergebirge, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1869, im Eingang.

sichere paläontologische Kennzeichen verlassen[1]; noch eine äusserst mächtige Schichtenreihe, Thonschiefer mit anderweitigen Einlagerungen, haben wir hier zu durchschreiten, bis jenseits in den ersten, deutlicher krystallinischen Schiefern wieder eine Orientirungsmarke erscheint, welche das Reich der eigentlich archäischen oder krystallinischen Schiefersysteme ankündigt.

Wenn eine grosse Mächtigkeit und eine grosse räumliche Verbreitung im Verein mit gewissen gemeinsamen, durch das Ganze gehenden lithologischen Charakteren Grund sein können, eine gewisse Schichtenfolge als »Formation«, oder »System« im neuern Sinne gelten zu lassen, zumal in Regionen des Gesammtschichtengebäudes, wo Versteinerungen fehlen, oder zu fehlen beginnen: so trifft ein solcher Grund gewiss für die bezeichnete Schichtenfolge zwischen Silur und Archäisch in Thüringen, dem Fichtelgebirge und Vogtlande zu. Und wie in England ein ähnlicher Sachverhalt wesentlich mit bestimmend war zur Aufstellung der cambrischen Formation, unter der silurischen, so liegen die Verhältnisse in unserem Gebirge ganz so, dass, nachdem einmal die silurische Formation in dasselbe eingeführt war, die der cambrischen uns als nothwendige Folge erscheint.

Solche Erwägungen sind es, auf Grund deren bereits in einer Anzahl neuerer Publicationen über die genannten Gebirgsländer seitens verschiedener, um die geologische Kenntniss derselben hochverdienter Forscher, das cambrische System als solches in Beschreibung und Kartendarstellung erscheint; und wir können uns in dieser Beziehung nur dieser Festsetzung anschliessen[2].

---

[1]) Auf die wenigen auch hier noch vorhandenen organischen Reste kommen wir später zu sprechen.

[2]) S. besonders:

Richter, das thüringische Schiefergebirge, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1869, Bd. XXI.

Liebe, Lieferung 13 der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten, Karten und Erläuterungen, 1878.

Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges (3. Abth. der geog. Beschreibg. d. Königr. Bayern) nebst Atlas, Gotha 1879.

Liebe, Erläuterung zu Blatt Zeulenroda der geologischen Specialkarte von Preussen etc. 1881.

Schon Murchison hat sich auf Grund eigener Anschauung für die Selbstän-

Dürfen wir somit die Selbständigkeit einer cambrischen Formation in unserem und dem benachbarten Schiefergebirge als eine wohl begründete ansehen, so ist es andererseits, wie in so vielen ähnlichen Fällen nicht leicht, deren obere und untere Grenze anzugeben. Am besten gelingt dies noch mit der obern Grenze, obgleich auch hier über die Zutheilung einiger Grenzschichten nach oben oder unten Zweifel entstehen können; schwieriger aber ist es anzugeben, wo das cambrische Gebiet abwärts aufhört und das eigentlich archäische Gebiet der Phyllite beginnt; hier ist der Uebergang, wenigstens in gewissen Gebirgspartieen so allmählich, dass es nicht Wunder nehmen kann, wenn die Auffassungen zweier in verschiedenen Gebieten arbeitenden Geologen sich nicht decken, und der Eine, indem er von den archäischen Systemen sich aufwärts begiebt, Vieles zum Phyllit zieht, was der Andre, abwärts schreitend, noch cambrisch nennt. Indess kann man diese unvermeidliche Unsicherheit nicht als Grund für das Nichtvorhandensein einer der beiden Formationen (Systeme) vorführen wollen; wiederholt sich doch dieser allmähliche Uebergang so oft zwischen zwei geologischen Systemen und namentlich auch in diesen tiefern Regionen des Schichtengebäudes.

Besonders hervorheben müssen wir aber an dieser Stelle, dass wir neben dem cambrischen System ein solches der phyllitischen Schiefer im Thüringischen Gebirge als selbständig annehmen, was später näher zu begründen sein wird; diese Trennung ist in den bisherigen Beschreibungen und Kartendarstellungen des Thüringischen Schiefergebirges noch nicht durchgeführt worden.

Wenn wir unser cambrisches System, wie es sich in Thüringen, dem Fichtelgebirge und Vogtlande darstellt, mit den cambrischen

---

digkeit einer cambrischen Formation in Thüringen ausgesprochen. (Gümbel, l. c. S. 105.)

Schon ehe das Vorhandensein der uns jetzt geläufigen Formationen oder Systeme im Schiefergebirge Thüringens und der Nachbargebiete erkannt war, musste den älteren Geologen das die eigentliche cambrische Partie hauptsächlich ausmachende Schiefergestein, die »grüne oder graugrüne Grauwacke«, als ein durch Mächtigkeit, Verbreitung und gemeinsame lithologische Charaktere hervorragendes Gebirgsglied des gesammten »Grauwackengebirges« erscheinen.

Systemen anderer Länder vergleichen, so werden wir kaum erwarten dürfen, ganz analoge Bildungen wiederzufinden. Macht sich doch auch bei den paläolithischen Systemen die verschiedenartige Entwickelung in getrennten Bildungsräumen bemerklich; und zudem sind die organischen Reste dieser ältesten der Versteinerungen führenden Schichtenfolgen so dürftig und z. Th. auch zweifelhafter Natur, dass auch in dieser Hinsicht eine Parallelisirung auf Grund einer Anzahl identischer Species nicht verlangt werden kann. Was speciell die organischen Reste unseres Cambriums betrifft, so wird sich weiter unten Gelegenheit finden, Einiges über dieselben anzuführen; bemerkt sei hier nur, dass bis jetzt vegetabilische Reste, sowie gewisse Brachiopoden und Bivalven gefunden worden sind, während Trilobiten noch fehlen. Abgesehen von diesen organischen Resten und unbeschadet der hieraus sich etwa ergebenden Analogien, muss immerhin das Hauptgewicht auf die Stellung dieser mächtigen Schieferreihe zwischen Repräsentanten der obersten archäischen Bildungen und Untersilurbildungen gelegt werden [1]).

[1]) Eine nähere Vergleichung des cambrischen Systemes in Thüringen mit den cambrischen Bildungen des Auslandes ist besonders auch deswegen erschwert, weil, wie bemerkt, Schichten mit der Primordialfauna in Thüringen u. s. w. nicht vorhanden sind, wenigstens noch nicht gefunden sind. Die tiefste der Versteinerungen führenden Schichtengruppen von Süd-Wales, die Longmynd oder Harlech Group, welche hier zum Vergleich herangezogen werden könnte, und welche von H. Hicks, der in neuerer Zeit die stratigraphisch-paläontologische Erforschung der alten Schiefersysteme jener Gegenden sich ganz besonders hat angelegen sein lassen, zusammen mit der überlagernden Menevian Group zum Lower Cambrian gestellt wird, enthält immerhin schon ca. 16 Gattungen aus dem Thierreich, darunter 6 von Trilobiten.

Auch in Schweden, wo Schichten mit der Primordialfauna (Paradoxides-Schichten) vorhanden sind, und die Decke des cambrischen Systemes (Fucoiden-Sandstein, Eophyton-Sandstein) bilden, enthält das letztere nach den Angaben von Torell und Linnarsson eine grössere und mannichfaltigere Reihe von z. Th. allerdings schwer zu deutenden, organischen Resten als in Thüringen; während wenigstens darin eine Aehnlichkeit besteht, dass, wie in Thüringen, noch keine Trilobiten vorkommen.

Richter (Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1869, Bd. XXI, S. 359) erwähnt allerdings, es haben sich im cambrischen Schiefer Thüringens einige Pleurenfragmente eines Trilobiten (? Paradoxides) gefunden; dies dürfte aber bis jetzt die einzige derartige Spur geblieben sein.

Uebersicht der Schieferreihe nebst Einlagerungen und ihrer Lagerung. Phyllitisches und cambrisches System.

Die im Folgenden niedergelegten Beobachtungen beruhen auf den im Auftrag der Direction der Königl. geologischen Landesanstalt vorgenommenen Specialaufnahmen im Bereich der Sectionen 1. Masserberg, 2. Breitenbach, 3. Gräfenthal, 4. Eisfeld, 5. Steinheid, 6. Spechtsbrunn; von welchen 1 und 3 bis jetzt nur theilweise aufgenommen worden sind. Wiewohl dieses Gebiet nur einen Theil (allerdings den grösseren) des Gesammtgebietes umfasst, welcher in Thüringen vom phyllitisch-cambrischen Schiefersystem eingenommen wird, glauben wir doch, dass für die meisten nach Gestein und Lagerung im Gesammtgebiet möglichen Beobachtungen das nöthige Material auch schon in dem bezeichneten Theilgebiete vorliege und die folgenden Mittheilungen rechtfertige. Dieselben beruhen grösstentheils auf den Studien in der Natur selbst; petrographisches Detail, soweit solches nur durch Mikroskop und chemische Analyse zu gewinnen ist, umfassen sie nicht.

In der langen Schichtenfolge von Schiefern, welche älter sind als das Silur, haben wir folgende Gruppen oder Zonen unterschieden und kartographisch dargestellt:

1) eine Zone, deren Schiefer starken phyllitischen Glanz besitzen, dabei vielfach mit Quarz in dünn interponirten Lamellen oder in Linsen und Knauern verwachsen sind, und durchweg enge Faltung bis Fältelung der Straten aufweisen, keinen oder nur wenig Thonschiefer von der Art, wie er die Hauptmasse des weiter östlich liegenden Gebirges constituirt, als Zwischenschichten enthalten. Wir finden diese phyllitischen Schiefer, wenn wir im SW. beginnen, in der Gegend des Biberthales, N. von Waffenrod bei Eisfeld, und von da hinüber zum Schleusethal bei Ernstthal und Unterneubrunn; sie zieht NO.-wärts, unter dem Rothliegend-Porphyrit von Neustadt a. R. und Masserberg, nach dem Oelzethal, und über Breitenbach und Böhlen weiter nach NO.

2) eine Zone ganz eigenthümlicher, anscheinend feldspathhaltiger Schiefer, nämlich solcher, deren, einem gewöhnlichen

dunkeln Thonschiefer am nächsten stehende Hauptmasse mit Partikeln, Flasern und Schmitzen feldspathiger, z. Th. vielleicht mehr felsitischer Substanz verwachsen ist; neben welcher sich aber auch sehr gewöhnlich Quarzkörner und auch wohl Schmitzen und Flasern etwas differenter thonschieferiger bis quarzitischer Masse geltend machen: Schiefer, welche in dieser ihrer Zusammensetzung einen ganz eigenthümlichen Habitus erlangen, der sehr oft, besonders wenn neben zahlreichen eine rauhe Beschaffenheit des Gesteins bedingenden Quarzkörnern auch noch weisse Glimmerschüppchen auftreten, oder die Schiefermasse wenig homogen erscheint, dem Habitus gewisser klastischer Gesteine, etwa aus der Grauwackengruppe ähnelt, ohne dass man darin eine innere Verwandtschaft finden könnte; denn andrerseits können diese Schiefer durch stärker phyllitische Entwickelung ihrer Schiefermasse sich auch den Gesteinen der phyllitischen Gruppe nähern, und ausserdem wird ihre nächste Verwandtschaft und eigentliche Bedeutung dann erst klarer, wenn man gewisse schieferige Abänderungen jener bemerkenswerthen, als »Schieferporphyroide« bezeichneten Gesteine kennen gelernt hat, welche in nicht unbeträchtlicher Verbreitung als Einlagerungen der verschiedenen Schiefersysteme unseres Gebirges vorkommen. Ferner ist hier besonders noch hervorzuheben, dass diese eigenthümlichen Schiefer der in Rede stehenden Zone in regelmässiger Weise mit ganz gewöhnlichem dunkelem Thonschiefer, wie er auch in der nächstfolgenden, jüngeren Schichtengruppe vertreten ist, wechsellagern, so dass auch solcher Thonschiefer wesentlich mit zur Zusammensetzung der Zone gehört. — Sie schliesst sich beiderseits an die phyllitische Zone an.

3) eine Zone, deren überwiegende Hauptmasse von eigentlichem Thonschiefer gebildet wird; seine Färbung ist gewöhnlich grau, graugrün, wird aber strichweise auch dunkler bis blauschwarz; sehr gewöhnlich ist der Thonschiefer aus Lagen von etwas wechselnder Beschaffenheit nach Färbung und Härte zusammengesetzt, was auf den in der Richtung der secundären Schieferung liegenden Spaltflächen ein streifiges Ansehen bewirkt; und es macht sich dies Verhalten besonders auch bei dem vor-

herrschenden Schiefergestein dieser Zone geltend, dem grauen oder graugrünen Thonschiefer, der so recht eigentlich die Hauptgebirgsmasse des »cambrischen« Systems des Thüringischen Schiefergebirges ausmacht. — Es hat nicht gelingen wollen, hier noch weitere Unterabtheilungen oder Zonen deutlich zu erkennen und zu verfolgen; nur Einlagerungen besonderer Gesteine oder Schiefervarietäten lassen sich unterscheiden und abgrenzen und unter diesen sind in erster Linie die Quarzite so entwickelt und verbreitet, dass sie fast als wesentliche Glieder des Systems erscheinen. Es schliesst sich diese Zone nach O. und SO. an die vorigen an und ist bei weitem breiter und mächtiger als die älteren. Andererseits kommt sie weniger entwickelt ganz im NW. zum Vorschein.

Während nun eigentliche Quarzite auf den Bereich der unter 3) angeführten Zone beschränkt bleiben, sind innerhalb der genannten drei Zonen noch anderweitige Gesteine als Einlagerungen vorhanden, deren Lagerung und Verband mit den umgebenden Hauptschieferschichten sie als normale, schichtige Zwischenlagen oder Lagerkörper erkennen lässt, welche sich also dem Streichen und Fallen der sie einschliessenden Schichten anpassen und auch bezüglich ihrer Entstehung mit letzteren nach Stoff und Zeit in Verbindung zu stehen scheinen. Es sind dies:

Einlagerungen von Kieselschiefer und mit solchem verwandten, weicheren, schwarzen und abfärbenden Schiefern (Alaunschiefer). Sie machen sich besonders innerhalb der phyllitischen Zone geltend, können aber auch in den folgenden Zonen vorkommen:

Einlagerungen von gneiss- und granitartigen Gesteinen, sowie solche von amphibolischen Gesteinen, von theils mehr schieferiger, theils mehr krystallinisch massiger Struktur; diese Zwischenschichten sind besonders in den beiden erstgenannten Zonen zu finden, der dritten indess auch nicht ganz fremd; sodann noch Einlagerungen von porphyroidischen Gesteinen (Porphyroiden, Schieferporphyroiden) von ebenfalls theils massigem, theils schieferigem Habitus; sie sind sehr verbreitet, wiederholen sich in den verschiedenen Zonen in ganz gleicher

Weise und umfassen eine ganze Reihe bemerkenswerther und eigenthümlicher Gesteinsvarietäten.

Betrachtet man die Folge und Ordnung jener Zonen, wie sie sich aus der geologischen Detailaufnahme des Gebietes ergiebt, so stellen sich die Zonen als die ohne irgend welche scharfe Grenze aneinandergereihten und in continuirlich fortschreitender Gesteinsbildung auf einander geschichteten grösseren, unterscheidbaren Theile einer sehr langen Reihe von Schieferschichten dar; und diese Reihe endigt oben, in ihren jüngsten Lagen, an der Grenze zum Untersilur, und verliert sich, abwärts gesehen, in Schichten von durchaus phyllitischem Habitus. Dieser untere, phyllitische Theil nun bietet so viel Analogien mit jenen Schiefern, welche man anderwärts, in benachbarten Gebirgen, als der Phyllitformation angehörig betrachtet, dass wir nicht anstehen auch unsere phyllitische Zone als der Phyllitformation, dem jüngsten Gliede der archäischen Formationen angehörig zu betrachten; wenn auch in unserer Zone nur ein Theil der gesammten Phyllitformation repräsentirt sein mag. Was ausserhalb des Bereichs derselben liegt, würde dann schon dem cambrischen Systeme zuzurechnen sein, und unsere zweite Zone, wie wir sie in der Partie des Schwarzathales, und andererseits NW. über Breitenbach hinaus finden, würde eine eigenthümliche, anderswo in dieser Weise vielleicht nicht nothwendig wiederkehrende Entwickelung der untersten, azoischen, z. Th. schon halb phyllitischen, cambrischen Schieferreihe darstellen[1]).

Die phyllitische Zone würde nach unserer gegenwärtigen Auffassung einen Sattel bilden, dem sich beiderseits die Schiefer der zweiten Zone anschliessen; auf diese folgen die eigentlichen Thon-

---

[1]) Wenn wir irgend einen Theil des cambrischen Systemes als speciell »untercambrisch« bezeichnen sollten, so wäre es eben diese unter 2) angeführte, auch als halbphyllitisch anzuführende Zone. Wir bemerken indess ausdrücklich hier, dass wir in der Folge im cambrischen System kein obercambrisch und untercambrisch unterscheiden wollen, sondern als cambrisch die ganze Schieferreihe bis zu den deutlich phyllitischen Gesteinen annehmen wollen (also Zone 2 und 3). — In der »geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges« hat Gümbel die Unterscheidung in ober- und untercambrisch in etwas anderem Sinne gebraucht, l. c. p. 114, 379.

schiefer mit ihren Quarziten. In der That erscheinen ganz in NW., in der Gegend von Gillersdorf etc. wieder ächte Thonschiefer von ganz demselben Habitus wie wir ihn SO.-wärts gegen die höhere cambrische Partie zu finden, nebst Quarziten, welche am Langen Berge eine, auch anderswo wiederkehrende eigenthümlich grobklastische Beschaffenheit haben. Dass bei dieser Wiederholung der Schichtenfolge beiderseits der Sattelbildung im Einzelnen Abweichungen oder Nicht-Correspondenzen bezüglich der Mächtigkeit, und der Natur und Anordnung der Einlagerungen vorkommen, kann nicht befremden, und ebenso wenig liegt etwas Widersprechendes darin, dass das Einfallen nicht etwa beiderseits vom Sattel abfallend sich zeigt, sondern über grössere Strecken constant bleibt und nur local oder strichweise wechselt.

Wir behandeln nun zunächst die einzelnen Zonen von unten aufwärts, nach ihrem hauptsächlichen Schiefergestein und ihren besondern Eigenthümlichkeiten [1]); alsdann die Einlagerungen besonderer Natur, welche in den verschiedenen Zonen wiederkehren. Hieran hat sich eine Besprechung der Lagerungsverhältnisse zu schliessen; welcher sich einige Worte in Betreff der Bildungsvorgänge dieser Sedimente, sowie über die äussere Erscheinung des Schiefergebirges zum Schlusse anreihen würden.

Schiefer der phyllitischen Zone.

Die Gesteine unserer phyllitischen Schieferreihe sind zunächst Phyllit an sich, und sodann verschiedene Modificationen, welche hervorgehen aus einer schichtigen Verwachsung von Phyllit mit Quarz und Quarzit; Schiefergesteine, welche wir als Quarz-

[1]) Bezüglich der vielen Analogien, welche hierbei mit den entsprechenden Schieferzonen des Fichtelgebirges, des Vogtlandes und Sachsens hervortreten, können wir ganz im Allgemeinen auf die geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges von Gümbel und die Erläuterungen zu den betreffenden Sectionen der neuen Specialkarte von Preussen mit den thüringischen Staaten, und vom Königreich Sachsen verweisen.

Phyllit, Phyllit-Quarzit und Phyllit-Quarzitschiefer bezeichnen wollen. Diese kieselreichen Phyllite überwiegen in unserem Schiefergebirge vor dem einfachen Phyllit, mit dem sie übrigens in engem Wechsel verbunden und verwachsen vorkommen können. Die meisten hierhergehörigen Schiefer sind enggefaltet und gefältet und erlangen hierdurch, wie durch ihren phyllitischen Glanz und ihre sonstigen petrographischen Eigenthümlichkeiten einen Habitus, der sie im Handstück und Fragment, wie im anstehenden Fels von den jüngeren cambrischen Thonschiefern unterscheiden lässt.

Wir gebrauchen die Bezeichnung Phyllit-Quarzit und bei stärker vortretender schieferiger Structur Phyllit-Quarzitschiefer für jene kieselreichen phyllitischen Schiefer, bei welchen fettglänzender oder weisser Quarz als solcher nicht deutlich hervortritt, und deren Zusammensetzung also auf Phyllit und Quarzit in äusserst feinem Wechsel herauskommt [1]; die Bezeichnung Quarz-Phyllit dagegen für jene sehr verbreitet auftretenden Varietäten, welche fettglänzenden oder weissen Quarz kenntlich enthält. Hier bildet der Quarz dickere und dünnere Platten und Lagen, und solche dem Phyllit schichtig eingeschaltete Quarzitzwischenmassen haben gewöhnlich die Tendenz anzuschwellen und seitwärts abzunehmen und sich zu verlieren, wodurch sie die Form flacher bis sehr flacher Sphäroide oder Linsen annehmen, die auf dem Querbruch als Adern, Schnüre, Knoten, Flammen etc. erscheinen, und wie die einschliessenden Phyllitstraten mannichfach gebogen und geknickt sind. Ausserdem noch findet sich der Quarzgehalt auch vielfach in dickern bis sehr dicken Linsen und Knauern angehäuft; sie sind meist faust- bis kopfgross, können aber noch

[1] Derartige Phyllit-Quarzite oder -Quarzitschiefer stehen z. B. wiederholt an der S.-Seite des Biberthales an, so besonders an dem Wege von der Crocker Schneidmühle nach der Höhe W. vor Waffenrod; sie sind hier eben- und dünnschieferig. Je nach der mehr oder minder enge sich wiederholenden Interposition der immer dünnen Phyllitlagen zwischen den Quarzitlagen giebt sich auf dem Querbruch eine wechselnde Bänderung oder Streifung zu erkennen. — Aus dem Umstande, dass gerade diese Strecke sich durch sehr guten Waldbestand auszeichnet, möchte man fast auf die Beimengung fein vertheilter feldspathiger Substanz schliessen.

bedeutendere Dimensionen, etwa bis 1 Meter Durchmesser erreichen.

Die genannten phyllitischen Varietäten gehen indess sehr in einander über.

Die Quarzmasse der dicken Linsen und Knauer ist fest mit Phyllitschalen umwachsen und vielfach auch von Phyllit flaserig durchzogen (reiner Phyllit oder kieselreicher Phyllit, je nach der Umgebung). Sehr gewöhnlich ist die Vergesellschaftung dieses Linsenquarzes mit mehr oder minder reichlich vorhandenem Feldspath von noch zu untersuchender Natur; der Quarz ist dabei in trum- oder breccienartiger Weise vom Feldspath durchwachsen, auch dringt der letztere wohl in die anhaftenden phyllitischen Schalen ein; auch kommt es vor, dass Quarz und Feldspath mehr schichtweise oder in unregelmässig in einander verschwimmenden Lagen wechseln, wodurch ein Ansehen entsteht, welches dem mancher Porphyroide sich nähert. Chlorit, wohl secundärer Entstehung ist ebenfalls ein fast constanter Begleiter der genannten Mineralien; man bemerkt, dass er besonders an der Grenze von Quarz mit dem einschliessenden oder in Flasern durchziehenden Phyllit angehäuft ist. Wiederholt wurde auch in diesen Quarzknauern das Vorkommen von weissem Glimmer beobachtet, der zum Theil individualisirt, zum Theil in zusammenhängende Häute verwoben erschien; da letztere sich auf unregelmässig verlaufenden Fugen der Quarzknauer vorfanden, an denen Ablösung stattfand, so kann an secundäre Entstehung dieses Glimmers gedacht werden. Im eigentlichen Phyllitgestein jedoch scheinen weisse Glimmerblättchen, die mit blossem Auge sichtbar wären, zu fehlen[1].

---

[1]) Bei ganz frischem Zustand des Gesteins ist der Quarz dieser Linsen und Knauer des Phyllits stark fettglänzend, rauchgrau und durchscheinend. Vielleicht nur durch Vermehrung der ihn durchsetzenden Sprünge erscheint er beim abgewitterten Gestein mehr weiss. Auch der Phyllit selbst erscheint in ganz frischem Zustand um mehrere Nuancen dunkeler als nach Einwirkung der Atmosphärilien. Unter den primären Bestandtheilen dieser Quarzeinschlüsse des Quarz-Phyllites ist auch der Schwefelkies zn nennen; auf ihn sind die Eisenrostflecken und -putzen zurückzuführen, welche sich alsbald einstellen, wenn frisch gebrochenes Gestein eine Zeit lang an der Luft gelegen hat. — Die Quarzknauer und sonstigen Quarzeinschlüsse des Phyllits bilden einen ansehnlichen Theil seiner Residuen im Verwitterungsboden.

Gute Aufschlüsse in den Schichten der phyllitischen Zone, besonders des Quarz-Phyllits bieten: das Oelzethal vom Ausgang des Bocksbaches aufwärts, an der Landstrasse (Sectionen Masserberg und Breitenbach); die Landstrasse von Oelze nach Breitenbach, die Strasse an der Mühlleite von Schwarzmühl nach Böhlen (beide auf S. Breitenbach); das Biberthal, im Thalgrund an der Landstrasse und aufwärts an den Gehängen der N.-Seite, nach Schnett und Heubach zu (Section Eisfeld); ausgezeichnet und typisch stehen auch diese Gesteine an bei Ernstthal im Schleusethal, besonders am Bach selbst (Section Masserberg). — Das Gestein ist in seiner quarzreichen Ausbildung zu Felsbildungen geneigt, wie z. B. an mehreren Stellen des Biberthales.

Bis jetzt nur an einigen wenigen Stellen dicht bei Ernstthal (Bl. Masserberg) wurde eine ganz besondere phyllitische Gesteinsmodification beobachtet, die darin besteht, dass in enggefälteltem, quarzfreiem Phyllit krystallinisch aussehende Calcitkörnchen enthalten sind; durch Verwitterung verschwinden sie und hinterlassen dunkel rostbraune Poren; also eine Art Kalk-Phyllit (entsprechend einem Kalk-Glimmerschiefer)[1]).

[1]) Anmerkungsweise seien hier noch die bis jetzt nur vom Kirchberg bei Böhlen (Bl. Breitenbach) bekannten Kupfererz haltigen Einlagerungen des Quarz-Phyllites erwähnt. Soviel sich an den wenigen noch zugänglichen Aufschlüssen erkennen lässt, besteht das Vorkommen in grossen Knauern oder unregelmässig linsenförmig gestalteten Massen von Quarz und einem Carbonat in inniger Verwachsung, welche Kupferkies und vielleicht noch anderes Kupfererz eingesprengt enthalten, daneben auch von Flasern und Häuten eines sericitischen Minerals durchzogen sind. Nach aussen sind sie mit phyllitischen Schalen verwachsen und durch diese mit dem sie einschliessenden Phyllit und Quarz-Phyllit verbunden. Solcher Knauer und Linsen scheinen sich in derselben Schichtfläche oft viele gedrängt aneinander zu schliessen und in einander zu verschmelzen; doch ist das ganze Vorkommen auf eine nur einige hundert Schritt breite Zone an der Südseite des genannten Berges beschränkt, innerhalb deren eine gewisse Anzahl solcher Kupfer führenden Schichten enthalten sind. Das erwähnte Carbonat bewirkt beim Verwittern eine ockerfarbige Rinde, hiernach und nach dem Verhalten zu Säure scheint es eisenhaltiger Dolomit zu sein, wenigstens zum Theil. Das Kupfererz findet sich meist in Malachit verwandelt. Ausserdem kommt, ebenfalls wohl secundär aus der Zersetzung des Kupferkieses entstanden, Rotheisen und Eisenglanz, vielfach als Anflug, Rinden etc. vor. Wiederholt sind auf dieses Kupfervorkommen ohne lohnenden Erfolg bergmännische Unternehmungen gegründet worden.

Wir ergänzen unsere Mittheilungen über die Schiefergesteine der phyllitischen Zone noch durch die Bemerkung, dass sich auch innerhalb dieser Zone an manchen Orten solche Schiefer vorfinden, welche mehr denen der nächstfolgenden Zone (der halbphyllitischen und zum Theil feldspathhaltigen Schiefer) gleichen, als den normalen phyllitischen; und dass an der südöstlichen wie nordwestlichen Grenze der Phyllitzone ein sehr allmählicher Uebergang zur folgenden Zone und Wechsellagerung der beiderseitigen Schiefer auf längere Erstreckung stattfinden kann (so in der Gegend von Waffenrod u. s. f. bei Eisfeld; ebenso bei Altenfeld und Breitenbach).

Engfaltung der phyllitischen Schiefer. In weit höherem Grade als dies bei den cambrischen Thonschiefern der Fall, erscheinen die Straten der phyllitischen Zone unseres Gebirges zusammengebogen und gefaltet, und zwar prävalirt im Ansehen des Gesteins meisthin Engfaltung und Kleinfaltung in auffälliger Weise, während weiter ausholende Falten fast weniger als bei dem Thonschiefer zu Gesicht kommen. Die Faltung stellt sich öfters so dar, dass man verschiedene Grade oder Ordnungen unterscheiden kann, von den grösseren Biegungen derart abwärts bis zu kleinsten Fältchen und feiner Fältelung: auf eine grössere Falte kommen mehrere kleinere und so fort. Besonders tritt diese Ausbildung da in ausgeprägtester Weise hervor, wo die Falten im Allgemeinen flach verlaufen; der Gesammteindruck, den solche phyllitische Straten machen, ist der eines fortgesetzten Wellenverlaufes, einer Wellung, Kräuselung und Runzelung bis in die kleinsten Theile.

Hierbei kann sich auch noch das Verhalten geltend machen, dass die flach verlaufenden Falten fast durchweg einer gewissen Einfallebene folgen (resp. mit einem grösseren Theile ihrer Fläche eine solche tangiren, so dass sich, wenn man letztere substituirt, für diese Schiefer trotz der fortgesetzten Faltung doch ein bestimmtes Einfallen angeben lässt [1]). Sehr schön sind phyllitische

---

[1]) Man kann bei diesen Schiefern bei der hundertfältig wiederholten Faltung und Fältelung eigentlich nicht mehr von einem Streichen und Fallen der Straten, sondern nur von einem Streichen der Faltenrichtungen und einem Streichen und Fallen der Axenebenen der Falten reden.

Schiefer, welche sich in erwähnter Weise verhalten, aufgeschlossen im Oelzethal, abwärts von Altenfeld (Section Masserberg). Das Einfallen, in angegebener Weise zu verstehen, ist hier, wie in der ganzen umgebenden Gebirgspartie, steil nordwestlich. Man beobachtet hier ferner, dass Falten und Fältchen verschiedener Ordnung, besonders die feineren einen ziemlich parallelen Verlauf einhalten, der gewöhnlich nach der einen oder andern Seite, doch nicht viel, von der Horizontalen abweicht. Die feinsten Falten, oder diejenigen letzter Ordnung sind zugleich das, was meistens als Fältelung bezeichnet wird.

Am vollkommensten zeigt sich diese bis in's Feinste ausgebildete Faltung bei den rein phyllitischen, weichen Schiefern, denen sich die aus wechselnden Phyllit- und äusserst dünnen Quarzlagen zusammengesetzten Quarz-Phyllite und Phyllit-Quarzite anschliessen; auch diese können zum Theil noch sehr eng gefältet sein, wie z. B. an der oben bezeichneten Localität und sehr schön auch bei Unterneubaum und Ernstthal im Schleusethal. Ueberhaupt pflegt bei den Quarz-Phylliten die Zusammenfaltung schon recht eng zu werden, wie dies namentlich bei jener Gesteinsmodification so häufig zu sehen ist, wo der in Form von dickern und dünnern, vielfach sich auskeilenden Platten und flachen Linsen vorhandene Quarz auf dem Querbruch als hin und her gebogene und gestauchte, anschwellende und abnehmende Adern, Schnüre und Flammen, hell zwischen der dunkeln phyllitischen Masse hervortritt, deren mannichfache Biegungen und Faltungen mitmachend.

Ein und dieselbe Faltenbiegung lässt sich bei den dünnschichtigen Modificationen der phyllitischen Schiefer oft durch eine ganze Reihe von Straten hindurch mit dem Auge verfolgen. — Uebrigens sind die Straten der phyllitischen Schiefer sehr gewöhnlich, wie auch die Thonschiefer, doppelt gekrümmt, so dass nicht nur in senkrechten, sondern auch in horizontalen Durchschnitten Faltenbiegungen erscheinen.

Wenn auch Transversalschieferung in dem Complex dieser phyllitischen Schiefer nicht gänzlich abwesend ist, so tritt sie doch im Allgemeinen sehr wenig hervor und fehlt oft ganz; und es bedingt gerade dieses Verhalten neben den petrographi-

schen Eigenthümlichkeiten und der engen Zusammenfaltung einen nicht unwichtigen und unwesentlichen Unterschied dieser Schieferzone von den höhern cambrischen Thonschiefern. Es bezeichnet in der That ein völliges Fehlen transversaler Schieferung, wenn sich, wie es mitunter beim Phyllit und Quarz-Phyllit möglich ist, wellenförmig gebogene Schalen und Scherben ganz aus dem Gesteinsverbande herauslösen lassen.

Dennoch findet sich gar nicht selten eine unverkennbare Andeutung, ein Beginn von Transversalschieferung bei den Phylliten und Quarz-Phylliten in der Erscheinung, dass die geraden Stücke oder Schenkel enger, gewöhnlich einer ganzen Anzahl aufeinander folgender Straten angehöriger Falten und Fältchen von einer oder mehreren kleinen Verwerfungen und Verschiebungen betroffen sind, welche in der Richtung der Faltenaxen liegen und somit ein gewisses Verlängern und Ausziehen der Falte in dieser Richtung bedingen. (Kleine Faltenverwerfungen.) Es ist diese Erscheinung offenbar der Ausdruck eines seitlichen Ausweichens vor demjenigen Drucke, welcher zunächst die Faltung und Engfaltung bewirkte und in letzter Instanz bei fortgesetzter Wirksamkeit, als keine weitere Zusammenfaltung mehr möglich war, ein ausweichendes Gleiten der Gesteinsmasse zuwege brachte; gerade wie bei der eigentlichen Transversalschieferung, nur dass bei dieser das Gleiten in unendlich nahe gelegenen Parallelebenen stattfand, dort aber nur in einer geringeren Zahl von Parallelflächen. An abgewitterten Wänden derartiger phyllitischer Schiefer wird erwähnte Erscheinung manchmal noch besonders deutlich dadurch, dass ein Ablösen der Gesteinsmasse längs solcher Verschiebungsflächen stattgefunden hat.

Schiefer der älteren cambrischen (halbphyllitischen) Zone.

Allgemeine Andeutungen über diese Zone, die sich zwischen der deutlich phyllitischen Reihe einerseits und den cambrischen Thonschiefern und Quarziten andererseits hinzieht, sind schon oben

gegeben, und ist auch bereits bemerkt worden, dass von den eigenthümlichen Schiefergebilden derselben viele am meisten Verwandtschaft zu besitzen scheinen mit gewissen extremen Modificationen der schieferigen Porphyroide. Letztere Anschauung hat sich erst allmählich, nach länger fortgesetzten Specialaufnahmen befestigt. Sie gilt zunächst für gewisse grobgemischte Varietäten der in Rede stehenden Schiefer, deren Bestandtheile leicht zu erkennen sind; aber die Uebergänge von den groben zu den feinern und feinsten Mischungen sind so zahlreiche und allmähliche, dass auch letztere unter denselben Gesichtspunkt fallen dürften.

Ein gewisses, klastisch erscheinendes Ansehen ist sehr vielen dieser Schiefer eigen; manche feiner gemischte erinnern an Grauwacke und Grauwackenschiefer [1]); und wenn nun auch, wie bereits angedeutet, chemischen Einwirkungen oder Umwandlungen auf diagenetischem (oder wenn man vorziehen sollte metamorphischem Wege) bei der endlichen Ausbildung dieser Gesteine ein noch so grosser Spielraum vergönnt wird, so möchten wir doch nach näherer Prüfung einer Reihe von Proben einen klastischen Zustand für viele ihrer Bestandtheile annehmen, in welchem sie in die Gesteinsmischung eingetreten sind; eben dies wiederholt sich auch bei manchen, halb felsitischen, halb schieferigen porphyroidischen Bildungen, worauf wir weiter unten zurückkommen werden.

In grob gemischten hierhergehörigen Schiefern lassen sich erkennen: Quarz, zum Theil in Körnern von anscheinend mehr oder minder abgerollter Form, zum Theil aber auch in etwa flach linsenförmigen Partieen und Schmitzen; Trümmer von Quarzit und von quarzitischem und phyllitischem, gelegentlich auch wetzsteinartigem Schiefergestein, denen sich hie und da wohl ein Fragment eines deutlich feldspathführenden Gesteins (? Porphyroid) beimengt; alles Elemente, welche, soweit sie wirklich das Wesen von Trümmern

---

[1]) Einige könnten auch, besonders im angewitterten Zustand, an gewisse Tuffe, Tuffschiefer, erinnern. —

Richter »Thüringische Porphyroide« Programm der Realschule zu Saalfeld 1871, p. 7 gedenkt ebenfalls dieser Schiefer und ihres anscheinend klastischen Habitus; auch er deutet auf eine Verwandtschaft derselben mit porphyroidischen Gesteinen hin.

besitzen, und nicht etwa linsen- oder schmitzenförmig gestaltete, oder undeutlich flaserig angeordnete Theile des Schiefers sind, aus nicht weit zurückliegenden ältern Schichten abgeleitet werden können. Nach ihrer Grösse und Form, Mischung und Vertheilung besteht selbst bei einzelnen Vorkommnissen, ja Handstücken, eine grosse Mannichfaltigkeit. Sehr gewöhnlich sind diese, wie gesagt klastisches Ansehen besitzenden Theile durch dunkele, fast schwarze Thonschiefermasse gebunden, welche sich einigermaassen flaserig anlegt[1]).

Fundpunkte solcher grobgemischten hierhergehörigen Schiefergesteine sind u. a.: Der Eggersberg und der Grendel, auch der Heuberg (Blatt Eisfeld); Kalte Herberge (besonders gegen den Kieslerstein zu) und einige andere Punkte der Umgegend von Katzhütte im Schwarzathal (Blatt Breitenbach), u. s. f. — In den Seitenflächen des Gr. Langenbachgrundes (Blatt Eisfeld) wurden grobflaserig struirte Varietäten als Bachgeschiebe gefunden, die schon mehr an gewisse Schieferporphyroide erinnern.

Wie gesagt, ist indess bei vielen, hierhergehörigen Schiefern die Mischung so fein, dass sie sich mit blossem Auge schwer erkennen lässt. Sie dürfte ihrer Natur nach keine andere sein, als da, wo sie leichter zu erkennen ist.

Soweit nun wirklich klastische Bestandtheile vorhanden sind, muss in Betreff der Bildung dieser Gesteine doch wohl an Zerstörung älterer oder Wiederaufbrechen frisch abgelagerter Schichten gedacht werden, deren Trümmer in den neuen Verband eingingen; dieselbe Frage wirft sich bei einigen breccienartig struirten porphyroidischen Vorkommnissen auf; überhaupt kann, wie gesagt, unseres Erachtens die Frage nach der Entstehung gewisser Schieferporphyroide von der nach der Entstehung obiger Gesteine nicht getrennt werden.

Im Vorstehenden ist indess nur die eine Seite des eigenthümlichen petrographischen Charakters der Schiefer der in Rede

[1]) Die heterogenen schieferigen Theile liegen meist flach in der Schieferungsrichtung im dunkeln Thonschiefer; möglich, dass durch secundäre Schieferung diese Lagerung noch befördert resp. noch etwas modificirt worden ist, besonders an solchen Stellen, wo beiderlei Substanzen etwas in einander einzugreifen scheinen.

stehenden Zone berührt worden. Die andere liegt, wie bereits eingangs bemerkt, darin, dass sich sozusagen das phyllitische Element, welches in der eigentlich phyllitischen Zone erst zum vollen Ausdruck gelangt, schon hier in grösserem oder geringerem Grade geltend macht. Dadurch gestaltet die Zone sich wahrhaft zu einer Uebergangs- oder Vermittelungszone, von der der cambrischen Thonschiefer zu jener der Phyllite und Quarzphyllite; der eigenthümliche Habitus der oben erwähnten, feiner gemischten Schiefer wird eben vielfach noch durch die Interposition dünner phyllitischer Lagen oder Flasern modificirt, so dass sich dem, wie gesagt, öfters fast klastisch erscheinenden Ansehen im Gegensatz dazu ein halb phyllitisches Ansehen zugesellen kann. Dazu kommt dann noch der vielfache Wechsel mit dunkelem Thonschiefer; denn es muss wiederholt werden, dass solcher, von ganz gewöhnlicher Beschaffenheit, normale Zwischenschichten jener andern Schiefer bis weit nach unten bildet, wie dies an zahlreichen Stellen im Verlauf der Zone deutlich zu sehen ist.

Im Gebiet des oberen Schwarzathales (Gegend von Goldisthal, Katzhütte etc.) grenzt sich die Zone nach oben und unten besser ab, als dies im Gebirge nächst Eisfeld der Fall ist; hier ist es in der That nicht möglich, das was zwischen den unzweifelhaft noch als ächter Thonschiefer mit Quarzitzwischenlagen zu bezeichnenden Schieferpartien des Werragrundes und den Quarzphylliten des Bibergrundes liegt, durch irgendwie sichere Grenzlinien abzuscheiden [1]).

Wenn wir die Quarzphyllite und Phyllite unserer phyllitischen Zone dem jüngsten der krystallinischen Schiefersysteme einreihen, so dürfen wir vielleicht für die in Rede stehende Zone, respective für manche Schichten derselben — wie sie z. B. im Grossenbachthal, im Grossen und Kleinen Lauterbachgrund, auf den Höhen bei Waffenrod u. s. w. in der Eisfelder Gegend vorliegen — den Ausdruck »halbkrystallinisch« oder »semikrystallinisch« brauchen, den man schon öfters für solche, eine Zwischenstellung

---

[1]) Auch im NW., in der Gegend von Breitenbach und Altenfeld ist die Grenze zwischen vorliegender und der phyllitischen Zone nur ganz approximativ anzugeben.

einnehmende Schiefergebilde gebraucht hat. Man könnte für manchen derselben in der That sagen, dass sie »in ihrem petrographischen Habitus zwischen Glimmerschiefer und Grauwackenschiefer, zwischen krystallinischem und klastischem Wesen schwanken,« wie sich Naumann bei der Besprechung der ältesten Sedimentformationen ausdrückt, oder dass sie etwas vom Ansehen eines Phyllitquarzitschiefers und von dem eines Grauwackeschiefers besitzen [1]).

Mit Zunahme des phyllitischen Antheils in der Zusammensetzung der Schiefer dieser Zone kann sich auch im äussern Ansehen der Schichtung und der Felsbildung eine Annäherung an

---

[1]) Lehrbuch der Geognosie, II. Aufl. Bd. II, p. 44. — Der Ausdruck »halbkrystallinisch« erscheint um so mehr statthaft, als ja auch die Gegenüberstellung der »krystallinischen« (archäischen) und der nicht krystallinischen, paläozoischen Schiefer auf keinen ganz durchgreifenden Unterschied gegründet ist, und letztere thatsächlich krystallinische Elemente besitzen. »Halbkrystallinisch« bezeichnet eben, dass der krystallinische Habitus für das Auge, ohne Zuhülfenahme weiterer Untersuchungen schon zugenommen hat.

Der phyllitische Antheil, welcher diese Zunahme bei unseren Schiefern bedingt, ist meist in sehr dünnen, zusammenhängenden Lamellen vorhanden, welche sich etwas flaserig um die vorwiegend durch Quarz gebildeten und durch krystallinisch kieseliges Bindemittel verbundenen körnigen Gemengtheile herumlegen; manchmal ist sie auch nur in schwächerer Entwickelung zwischen durch vorhanden. Mitunter mengen sich auch feine Flasern dunkelen Thonschiefers ein (abgesehen von den in Wechsellagerung zwischengeschichteten Thonschieferlagen), so dass dieses nebeneinander Erscheinen von Phyllit und Thonschiefer für diese Zone sehr bezeichnend wird. So erscheinen denn auch innerhalb dunkeler Thonschieferlagen hier manchmal phyllitisch aussehende Zwischenhäute. — Feine weisse Glimmerblättchen, wohl zu unterscheiden von der phyllitischen Zwischenmasse sind bald nur sparsam, bald etwas reichlicher ebenfalls vorhanden, ganz wie in den höheren cambrischen Thonschiefern und Quarziten; vielleicht gehören sie zu den ursprünglich klastischen Bestandtheilen, ebenso wie die öfters sich beimengenden, anscheinend abgerollten, meist etwas grösseren und anders gefärbten Quarzkörner. (Vorkommnisse der Gegend von Waffenrod und Einsiedel, z. B. am Blassenberg.) Deutlichere Beimengung feldspathiger Partikel bewirkt einen Uebergang zu gneissartigem Gestein (z. B. der Schiefer der Höhe W. beim trigonom. Signal, bei Hinterod, welcher sich etwa als »dünnschieferiger Phyllitgneiss« bezeichnen lässt). —

Vielleicht, dass sich in den von Gümbel l. c. p. 378 aus der untersten cambrischen, respective Uebergangszone zum Phyllit, im Fichtelgebirge, erwähnten Schiefergesteinen Analogien zu den eigenthümlichen Schiefern unserer Uebergangszone wiederfinden.

die Zone der Phyllite und Quarzphyllite anbahnen, wie sich dies in dem Gebirge nächst Eisfeld geltend macht. Die Schichtung nimmt daselbst mehr und mehr das enggefaltete, zusammengestauchte Wesen an, welches in der rein phyllitischen Zone erst völlig zur Geltung kommt; und wie dort fehlt Transversalschieferung oder ist in ihrer Unabhängigkeit vom Schichtenverlauf nur unter besonders günstigen Umständen zu beachten.

In der Partie des oberen Schwarzathales zeigen die Schiefer dieser Zone durchweg mehr ebenen als gewundenen Schichtenverlauf und scheinen nicht von Transversalschieferung afficirt. In dem schichtigen Wechsel mit dunkelem, öfters etwas stärker glänzenden Thonschiefer tritt mitunter eine gewölbt schalige, grosse und sehr flach flaserige Anordnung hervor. Schichtignormale Einschlüsse von weissem Quarz sind in dieser Gegend sehr verbreitet; sie haben die Gestalt grosser, flacher Linsen oder an den Rändern sich ausspitzender unregelmässiger Scheiben, welche conform der Schichtung zwischen dem Schiefer liegen und fest mit demselben, d. h. zunächst mit dunkelen, glänzenden Thonschieferschalen verwachsen sind. Sie werden 1 und mehrere Meter lang und sind im Verhältniss zum Durchmesser immer sehr dünn, können aber abwechselnde Anschwellungen und Zusammenziehungen zeigen. Sie sind eine analoge Erscheinung wie die Quarzknauer etc. des Quarzphyllits und die gleichfalls als schichtige Zwischenlagen auch im höheren cambrischen Thonschiefer wiederkehrenden Quarzmassen. Im Gegensatz zu den Quarzknauern des Quarzphyllits wurde bei diesen grossen flachen Quarzeinschlüssen kaum einmal die Anwesenheit von Feldspath neben dem Quarz beobachtet.

Im Vergleich zu den höheren cambrischen Thonschiefern sind die Schiefer dieser Zone meistens fester und leisten der Verwitterung grösseren Widerstand. Wo, wie in der Gegend von Katzhütte beiderlei Zonen ziemlich gut auseinanderzuhalten sind, macht sich dies Verhalten im Bereich des Kulturbodens sehr bemerklich, durch die grosse Menge von Feldsteinen und Lesesteinhaufen, welche die halbkrystallinischen Schiefer im Vergleich zum weichen cambrischen Thonschiefer liefern.

Es muss schliesslich betont werden, dass das Vorkommen der oben kurz beschriebenen eigenthümlichen Schiefergebilde keineswegs ausschliesslich auf die in Rede stehende Zone beschränkt ist; sie reichen im Gegentheil als vereinzelte Zwischenschichten, z. Th. sogar in stärkeren Folgen einerseits in den Bereich der cambrischen Thonschiefer hinauf, andererseits in den der phyllitischen Zone hinab[1]).

Cambrischer Thonschiefer.

Wie bereits angedeutet sind die Wechsel in Färbung und sonstiger Beschaffenheit, welche sich in verschiedenen Strichen des Gesammtbereiches der cambrischen Thonschiefer geltend machen, immerhin so wenig durchgreifend und constant, und noch weniger in durchlaufenden Zonen der Streichrichtung nach anhaltend, dass es nicht möglich war, bestimmte Unterabtheilungen darauf hin zu unterscheiden.

So z. B. stellt sich im südlichen Theil unseres Gebietes, in der Gebirgspartie, die zwischen dem obersten, in OW.-Richtung verlaufenden Schwarzathal und dem südwestlichen Schiefergebirgsrande gelegen ist, vom Saargrund oder schon vom Blessberg bis zum Werragrund und darüber hinaus vorherrschend dunkelere bis ganz dunkele Färbung des Thonschiefers und z. Th. auch seiner

---

[1]) So finden sich in einigen Seitenthälern des oberen Schwarzathals, zwischen Scheibe und Langenbach, z. Th. schon vereinzelt ganz dieselben grobgemischten Schiefermodificationen wie an den oben genannten Bergen bei Eisfeld (Grendel, Eggersberg etc.) zwischen grauem Thonschiefer. Für das Auftreten als vereinzelte Zwischenschichten spricht hier der Umstand, dass man solche Gesteine kaum einmal anstehend, gewöhnlich als Bachgeschiebe oder im Gehängeschutt findet, was übrigens z. Th. auch noch im Bereich der älteren Zone zutrifft. (Bachgeschiebe der Seitenbäche im Gr. Langebachgrund z. B.)

An der Kohlleite und bei Rauenstein, sowie noch an anderen Stellen des südwestlichen Schiefergebirgsrandes, besonders an ersterer Localität (Section Steinheid), finden sich feiner gemischte hierhergehörige Varietäten im Bereich der graugrünen cambrischen Thonschiefer.

Quarzitzwischenschichten ein [1]); daneben aber findet sich im ganzen Habitus des Gesteins und in vielen Einzelheiten (Art des Zerfallens, Beschaffenheit der Schichtflächen etc.) soviel Verwandtschaft mit dem mehr verbreiteten graugrünen Schiefer, dass schliesslich eben nur die dunkele Färbung als unterscheidendes Merkmal übrig bleibt, und selbst diese kann local wieder fehlen; so dass der Versuch, aus dieser Partie eine besondere Zone zu construiren, zu keinem Resultate führt. Schreiten wir in NO.-Richtung, im Streichen weiter, so kommen wir aus genannter Partie wieder in Regionen, wo der gewöhnlichere, hellere Schiefer herrscht (Wurzelberg [2]), Lindig), und dies bleibt so auch weiterhin nach NO. So wenig wie die genannte und andere noch geringere Farbennüancen, kann auch ein stellenweise stärker hervortretender phyllitischer Glanz des Thonschiefers zu irgend einer Unterscheidung bestimmter Untergruppen verwerthet werden.

Die weitaus vorherrschende Schieferart des cambrischen Gebietes ist, wie gesagt, der graugrüne — theils mehr grau, theils mehr grün erscheinende — Thonschiefer, mit seiner so gewöhnlich etwas streifigen Beschaffenheit und hie und da hervortretender Tendenz etwas rauh oder quarzitisch zu werden. In grosser Constanz ist derselbe z. B. im südlichen Theil des Gebietes von der oberen Grenze des Systems bei Augustenthal, Steinach, Lauscha abwärts bis zu einer Linie vom Blessberg über Siegmundsburg entwickelt, in einer Breite von $^3/_4$ bis 1 Meile [3]). Nicht anders

---

[1]) Besonders dunkeler Thonschiefer steht an: am Rennsteig zwischen Friedrichshöhe und der sog. Ausspanne, im Werragrund unterhalb Sophienau und weiter aufwärts (Frohnberg und Pechleite), am Weissberg, im Langenbachgrund und am Teichskopf etc. An den letztgenannten Stellen wird der dunkele Thonschiefer z. Th. ein wenig dachschieferartig; wirklicher, hierhergehöriger Dachschiefer von jedoch unbedeutender Ausdehnung befindet sich am Grossenbach, zunächst W. vom Werragrund, nahe dem Thalausgang, unweit Eisfeld. — Vergl. Gümbel, l. c. p. 378.

[2]) Graugrüner Thonschiefer, ganz von der Art, wie er in der obersten cambrischen Schichtenfolge, den Phycodenschiefern, entwickelt ist, kommt auch noch an verschiedenen Stellen des Wurzelberges vor, zum Theil nahe der Grenze zur älteren Schieferzone.

[3]) Doch kann auch hier local die Färbung mehr graublau, ja viel dunkeler werden, wie im Steinbachgrund, einem östlichen Seitenthal des Theuerner Grundes.

verhält es sich weiter nordöstlich, wo sich sein Gebiet von der oberen Grenze, östlich von Lauscha, Ernstthal, Piesau nach NW. erstreckt, über Igelshieb und die Partie des Cursdorfer Forstes bis zur Grenze der nächst älteren Schieferzone, etwa $1\frac{1}{2}$ Meilen breit. Derselbe Schiefer reicht dann weiter NO.-wärts und ist in den Gebirgspartien bei Weisbach, im Lichtethal und dem unteren Schwarzathal entwickelt[1]). Zwischendurch machen sich nur geringfügige Aenderungen geltend: so ist in der Partie des Neuhauser Forstes, zwischen dem Rennsteig und Mittelbachsheide die Färbung mehr lichtblaugrau, ähnlich wie an vielen Stellen der Wurzelbergpartie, und auch sonst mehrfach wiederkehrend. Wo, wie am Lindig, im Frauenbach- und Katzethal, viel Quarzitlagen schichtig mit Thonschiefer wechseln, nimmt die Färbung des letzteren meist einen noch dunkeleren Ton an[2]).

Die beim cambrischen Thonschiefer so gewöhnliche Streifung oder Bänderung (sie liegt natürlich in der Schichtrichtung und tritt auf den transversal spaltenden Schieferplatten deutlich hervor) wird dadurch bewirkt, dass weichere Thonschiefermasse mit härterer etwas mehr quarzitischer Masse lagenweise wechselt; erstere bildet die meist dunkeleren, breiten, letztere die helleren, schmalen Streifen.

Diese härtere und meist lichter gefärbte quarzreichere Zwischenmasse des eigentlichen Thonschiefers erscheint nun nicht immer in parallelen Bändern, sondern auch in knoten- und wulstartigen

---

— Ganz fremd ist ferner dieser Partie auch nicht die Zwischenschichtung von Quarzitbänken zwischen Thonschiefer, so gegen den SW.-Rand, in der Strecke von Rauenstein nach Melchersberg.

[1]) Auch der Schiefer der weiter östlich liegenden, halbinselartig zwischen jüngeren Schiefern auftretenden cambrischen Partie von Gräfenthal und Lauenstein gehört hierher.

[2]) Die grünliche Färbung des Schiefers dürfte chloritischer Natur sein; mitunter enthält das Gestein kleine grüne Pünktchen und Knötchen, wohl stärkere Anhäufungen dieser Substanz. Weisse, leicht sichtbare Glimmerschüppchen sind in allen hierhergehörigen Schiefermodificationen eine gewöhnliche Erscheinung. Sie liegen nicht nur auf den Schichtflächen, sondern auch im Innern der Gesteinsmasse. Namentlich sind sie auch in den quarzitischen Abänderungen verbreitet. — Verschieden von diesen Glimmerschüppchen sind die hautartigen Ueberzüge eines Glimmerminerals auf Dislocationsflächen, an denen Ablösung stattfindet; dieser Glimmer scheint secundärer Entstehung zu sein.

Formen, welche seitlich in Thonschiefer übergehen können, in anderen Fällen sich scharf von jenem unterscheiden und loslösen lassen; solch eigenthümlich knotige und wulstige Beschaffenheit besonders der Schichtoberflächen ist für viele Lagen, namentlich des oberen und obersten cambrischen Schiefers recht charakteristisch und tritt besonders beim Zerfallen des Gesteins hervor; sie wiederholt sich indess auch noch öfters weit ins Liegende hinein [1]).

Schichtflächen der obersten cambrischen Thonschiefer, der Phycodenschiefer, wie sie nicht selten in Steinbrüchen entblösst werden, zeigen oft die Erscheinung der durch Wellenwirkung zu Stande gekommenen parallelen Rippen oder Wülste in ausgezeichneter Weise; meist sind es zwei unter spitzem Winkel sich schneidende Systeme; auf den grösseren Wülsten sind meist noch kleinere Fältchen oder Rippchen und unregelmässige Knötchen zu bemerken [2]).

Mitunter ist auch discordante Parallelstructur (diagonale Schichtung) in den einzelnen Lagen und Bänken an der Anordnung der verschiedenfarbigen Streifen in mehreren, gegenseitig sich abschneidenden Parallelsystemen deutlich zu erkennen, eine Structur, die übrigens auch sonst wiederholt in sehr alten Schichten-

---

[1]) Dass die härtere, quarzreiche Zwischenmasse des Thonschiefers bald in Streifen, bald in Knoten erscheint, liegt z. Th. wohl nur in geringen Modificationen in der Art der Sedimentirung; vielleicht, dass die letzteren aus der Umgestaltung von gleichmässiger ausgebreiteten Sedimentlagen unter Vermittelung von Wellenbewegung hervorgingen; es dürfte dies insbesondere von den auf der Oberfläche der Bänke vortretenden derartigen Körpern gelten. — Wie aber in vielen Fällen ähnliche Körper, besonders von linsenförmiger Gestalt, rein nur auf mechanischem Wege, durch Druck von zwei Seiten her zu Stande gekommen sind, zeigt Liebe sehr klar in der »Erläuterung zu Blatt Zeulenroda« der geol. Specialkarte von Preussen u. d. Thüring. Staaten, Berlin 1881, p. 4.

[2]) Der Vergleich mit *ripple marks* erscheint hier durchaus zutreffend. Diese welligen Schichtoberflächen setzen jedenfalls eine gewisse Unterbrechung in der Sedimentirung voraus. Sie sind insofern von den genannten härteren resp. mehr quarzitischen Wülsten und Knoten verschieden, als sie aus derselben Thonschiefermasse bestehen können, wie die übrige Masse der Schicht oder Bank. Durch den Einfluss der Transversalschieferung kann die holperige und geriffelte Beschaffenheit der Schichtoberfläche noch vergrössert worden sein.

complexen verschiedener Gegenden beobachtet worden ist[1]). Diese und die übrigen erwähnten Erscheinungen dürften für die in Rede stehenden obercambrischen Schichten wohl auf Ablagerung in wenig tiefem, mässig bewegtem Wasser gedeutet werden.

Die Phycoden — *Phycodes circinnatum* Richter — jener für die oberste cambrische Schichtenpartie Thüringens, und der Gebirge weiter ostwärts, so besonders wichtige Einschluss, dem organischer Ursprung zugeschrieben wird, finden sich als steinkernartige, aus derselben Masse wie der umgebende Schiefer bestehende Körper, welche sich nicht vollständig aus dem Gestein herauslösen, sondern reliefartig, als erhabene Gebilde in Form sich verzweigender Stämmchen zum Vorschein hommen. Sie erinnern sehr an verwandte Formen, die z. Th. unter ähnlichen Namen aus verschiedenalterigen paläozoischen Schichtensystemen verschiedener Länder beschrieben worden sind. Uebrigens sind die Phycoden im Ganzen selten; wahrscheinlich kommen sie nur auf bestimmten Schichtflächen vor, was man daraus schliessen möchte, dass sie sich an gewissen Localitäten häufiger wiederholen, an vielen anderen bei allem Suchen nicht zu finden sind; und überdies sind sie bis jetzt nur in der obersten cambrischen Thonschiefer- und Quarzitzone aufgefunden worden. Phycodenschiefer, resp. typische oberste cambrische Schiefer stehen beispielsweise an: im Thalgrund oberhalb Augustenthal, im Steinachthal und Göritzgrund zwischen Steinach und Lauscha, und weiter NO. in der Gegend von Ernstthal und Piesau[2]).

---

[1]) Naumann, Lehrb. d. Geognosie, II. Aufl., Bd. I, S. 474. — K. v. Fritsch beobachtete sie am Gneiss der Gegend des Piz Lucendro. (Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, 15. Lief. 1873, S. 50.)

[2]) Wenn auch den Phycoden, als Ganzes betrachtet, eine durchaus selbständige und leicht zu erkennende Gestalt zukommt, so kann man bei manchen Vorkommnissen im Zweifel bleiben, ob man es mit einem isolirten Zweig oder Fragment eines Phycoden oder einer jener oben genannten wulstförmigen Einlagerungen des Schiefers zu thun hat.

Weiteres über den Phycodes circinnatum Richter, und seine Vergleichung mit ähnlichen Vorkommnissen aus cambrischen und silurischen Schichten anderer Länder, s. besonders Gümbel, l. c. p. 380. Die thüringische Form wird für vielleicht identisch gehalten mit Brongniart's und Hisinger's *Fucoides circinnatus*, der neben anderen vegetabilischen Resten im schwedischen Cambrium

Das cambrische Thonschiefersystem ist durchgehends transversal geschiefert, und wenn auch diese Schieferung meist nicht sehr vollkommen ist, lässt sich doch behaupten, dass sie das System geradezu beherrscht und gewöhnlich viel deutlicher hervortritt als die Lage der ursprünglichen Schichtung; so dass stets natürliche oder künstliche ebenflächige Spaltstücke in der Schieferungsrichtung liegen und das erwähnte streifige Ansehen besitzen. Selbst bis in die Quarzitlager hinein macht sich der Einfluss der Schieferung deutlich geltend; und nicht minder kommen zwischengelagerte porphyroidische Lagen transversal geschiefert vor, soweit solche überhaupt für Transversalschieferung zugänglich und nicht ganz massig krystallinisch sind.

Die Transversalschieferung zeigt in diesem gesammten Gebiete fast durchgängig ein steiles bis sehr steiles Einfallen nach NNW.; locale Ausnahmen kommen vor. Neben der Schieferung macht sich Parallelklüftung geltend, öfters nach zwei bis drei Richtungen hin, die auf eine gewisse Erstreckung constant bleiben können [1]). Das Zusammentreffen von Schichtung, Schieferung und Klüftung im Verein mit der oben erwähnten, eigenthümlichen, wulstigen Beschaffenheit des Gesteins in der ersten Richtung bedingt bei den Phycodenschiefern und diesen im Habitus sich nähernden älteren Schiefern öfters ein charakteristisches Zerfallen in unregelmässig stengelige Fragmente. Gewöhnlicher als das stengelige oder scheitartige Zerfallen ist das plattenförmige, welches durch etwas gleichartigere Gesteinsbeschaffenheit im Ver-

---

(Eophyton-Sandstein) vorkommt. Vergl. Richter, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1869, S. 359. Doch sind auch die silurischen Analoga z. Th. recht ähnlich, z. B. der *Licrophycus Otawaensis* Billing's aus dem Trentonkalk. — Feine Querstreifung, wie sie Richter, Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. II, 1850, p. 206 von *Phycodes circinnatum* erwähnt, und die zu Gunsten seiner organischen Herkunft gedeutet werden kann, habe ich an einem der aufgefundenen Exemplare ebenfalls bemerkt. — Abbildungen des *Phycodes circinnatum* s. Richter l. c. Taf. IX; Gümbel l. c. p. 376.

[1]) Beispielsweise zu sehen in der Gegend des Steinachthals, Göritzgrundes und Göritzberges zwischen Steinach und Lauscha.

Die drei Lagen der Schichtung, Transversalschieferung und Hauptklüftung bedingen öfters die Grundform oder Kerngestalt der Felsbildungen; z. B. bei Schwarzburg (Trippstein).

ein mit genügend starker Schieferung bewirkt wird. — In der untern Schwarzagegend, von Weisbach ab, ist die transversale Schieferung des grünlichen Schiefers local so ausgebildet, dass er als Dachschiefer gewonnen wird.

Die Verwitterung bringt an den cambrischen Thonschiefern, besonders den graugrünen, bräunlichgelbe und rothe Farbentöne hervor. Die weichern Schiefer derart können endlich eine fast ockergelbe Erde als Residuum hinterlassen. Die quarzitischen Abänderungen verwittern meist mehr röthlich. In ausgedehnten Strichen werden besonders unter Mitwirkung genügender Feuchtigkeit oder von Quellwasser die weicheren cambrischen Schiefer zu völlig lehmigem, weichem Boden zersetzt, z. B. vielfach im Bereich das Cursdorfer Forstes.

An einigen Stellen enthält der cambrische Thonschiefer Zwischenschichten von Wetzschiefer, die indess nicht gerade häufig und gewöhnlich auch in geringer Mächtigkeit, lagenweise, auftreten. Das bekannteste Vorkommen derart ist das vom Hiftenberg bei Siegmundsburg, welches besonders in früherer Zeit Steine von vorzüglicher Qualität lieferte[1]). Aehnliche Schiefer sind im Alsbachgrund (S. von Scheibe) und an der S.-Seite des Göritzberges vorgekommen. In grösserer Menge finden sich die Wetzschiefer-Zwischenlagen auf der Höhe des Gehegberges zwischen Gräfenthal und Lauenstein, etwas östlich von unserem Gebiete. Am Wurzelberg (Höhe östlich von Goldisthal) findet sich Wetzschiefer als Zwischenschicht eines Quarzitlagers, oder bildet vielmehr einzelne Lagen eines stärkeren thonschieferigen Zwischenmittels des Quarzitlagers.

Ueber locale Wiederholungen zwischen cambrischem Thonschiefer, jener eigenthümlichen Schiefer von z. Th. klastischem Habitus, wie sie besonders der älteren Schieferzone angehören, ist weiter oben schon berichtet worden; und auf die porphyroidischen Zwischenschichten kommen wir später zu sprechen.

---

[1]) Vergl. Richter, das thüringische Schiefergebirge, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1869, S. 353.

Cambrischer Quarzit.

Von den Einlagerungen der cambrischen Thonschieferzone sind die an Masse und Verbreitung weitaus bedeutendsten die Quarzite. Sie treten entweder in deutlich abzugrenzenden Lagern, oder auch als durchgehender Schichtenzug auf, oder aber sie gehen, in anderen Strichen des Gebirges, dergestalt mit Thonschiefer durcheinander, dass dies Verhalten nur ungefähr kartographisch ausgedrückt werden kann. In letzterem Fall erscheinen sie eigentlich nicht mehr als Einlagerungen, sondern als mit Thonschiefer alternirende wesentliche Schichtenelemente des Systems. Uebrigens sind auch selbst manche geschlossene, resp. gut abzugrenzende Quarzitlager, wie die am Wurzelberg, oder vielleicht alle, nicht frei von Thonschiefer, sondern es findet sich solcher bald mehr bald weniger in Verwachsung und Wechsellagerung mit den Quarzitbänken.

Der cambrische Quarzit ist meist feinkörnig; mitunter erscheint er fast dicht[1]). Die Färbung ist in der Regel licht, weiss, grau, gelblich, röthlich; etwas dunkeler wird sie in gewissen Partieen der tieferen cambrischen Gebirgspartie (Gegend des Werragrundes, Saargrundes u. s. w., gegen den SW.-Rand des Gebirges zu), wo auch die Thonschiefer dunkeler sind und meist ein enger Wechsel zwischen letzteren und Quarzit stattfindet. — Ausscheidungen von Quarz, Eisenglanz und Rotheisen (Eisenrahm) auf Klüften sind, wie in den meisten Quarziten, auch hier sehr verbreitet[2]).

Das Quarzitgestein erscheint entweder homogen, oder seltener ist auch eine die Schichtung andeutende heterogene Beschaffenheit wechselnder Lagen zu erkennen, welche bis zu schieferiger Ablösung in dünneren Platten gehen kann. Weisse Glimmerschüppchen sind nicht selten der Gesteinsmasse beigemengt oder auf Ablösungsflächen angehäuft. Die so häufig vorkommenden

[1]) In den Quarzitlagern des Wurzelberges z. B. kommen hie und da sehr dichte, fast porcellanartig aussehende, muschelig brechende Quarzitlagen und -Platten vor.

[2]) Nur einmal (Thal der Weissen Schwarze) bei Katzhütte wurde etwas Schwerspath als Kluftmineral beobachtet.

Eisenoxydpünktchen sind z. Th. wohl auf Magneteisen, z. Th. aber auch auf Schwefelkiespartikel oder -Kryställchen zurückzuführen; letztere können aber auch rostgelbe Pünktchen oder Flecke verursachen, wie sie in manchen Quarzitvarietäten, z. B. am Wurzelberg in grosser Menge vorkommen, und durch Auswittern den Quarzit porös machen können[1]). Weitere Vertheilung und Verbreitung des Eisengehaltes durch die Gesteinsmasse in Folge Einwirkung der Atmosphärilien kann dieselbe völlig röthen.

Die Schichtung des Quarzites kann in bereits angegebener Weise sehr deutlich werden; in anderen Fällen wird sie dies durch Zwischenschichtung von Thonschiefer, oder schon durch die Schichtungsfugen zwischen den Bänken. Sind letztere nicht scharf angedeutet und ist zugleich die Zerklüftung sehr vorgeschritten, so kann allerdings die Lage der Schichtung völlig verwischt sein; es kommt dies bei massigen, schieferiger Zwischenlagen fast entbehrenden Quarzitlagern in der That vor, wie bei denen der Steinheider Gegend. In anderen Fällen sind zwar die Quarzitbänke äusserst mächtig, so dass sie als Felsmassen vortreten, deuten aber ihre Lage durch dünne schieferige Zwischenlagen an. (Z. B. im Thal der Weissen Schwarze, unweit Katzhütte.)

Weitgehende Zerklüftung[2]) im Verein mit der Unzerstörbarkeit dieses Gesteins an sich bringen es mit sich, dass im Ausstrich mancher Quarzitlager Gehänge und z. Th. auch die Kuppen

---

[1]) Der Quarzit des Lagers am Frohnberg, bei dem Werragrund (Blatt Eisfeld) enthält eine Menge kleiner krystallinischer Partikel und Concretionen von Schwefelkies, welche bis zu äusserst dünnen, in der Schichtungsrichtung liegenden Häuten oder Anflügen herabgehen; sie verwittern leicht und haben rothe Flecke von Eisenoxyd im Gefolge. — Mitunter kommen grössere Pyritwürfel oder -Concretionen zu Brauneisen verwittert vor; auch solche, die in Rotheisen übergegangen sind; und zwar nicht nur in den Quarziten, sondern manchmal auch in den Schiefern.

[2]) Jener Theil der allgemeinen Zerklüftung, welcher das schliessliche Zerfallen in Trümmer herbeiführte, mag zunächst nur in der Anlage vorhanden gewesen sein, sozusagen latent, oder als Spannungszustand in Folge der verschiedenen Kraftwirkungen, denen das Gebirge ausgesetzt gewesen ist, und erst durch äussere Einflüsse, besonders Temperaturwechsel und Frost in den durch die Denudation der Oberfläche genäherten Theilen zur völligen Ausbildung gelangt sein. Es gilt dies übrigens auch von anderen Gesteinen.

von förmlichen Quarzit-Trümmerhalden mit Ausschluss jedes anderen Gesteins bedeckt sind; die Erscheinung wird um so auffälliger, als an solchen Stellen Waldwuchs und sonstige Vegetation auf das dürftigste Maass herabsinken, ja ganz ausbleiben. Durch solche Quarzit-Trümmerhalden zeichnet sich besonders der Theuerner Grund und die Umgebung von Steinheid und Limbach am Rennsteig und Ober-Lauscha aus. Diese Quarzitlager enthalten kaum oder nur wenig Thonschiefer als Zwischenschichten der Quarzitbänke. Weniger kommt es zur Bildung von Trümmerhalden, wo mehr Thonschiefer zwischen dem Quarzit ist, indem jener einen Verwitterungsboden liefert; so am Wurzelberg, und auch im ganzen Verlauf des Quarzitzuges an der oberen Grenze des cambrischen Systems.

Wie gesagt finden wir den Quarzit einmal in geschlossenen resp. ringsum gut abzugrenzenden Lagern, wie dies die zahlreichen derartigen Vorkommnisse am Theuerner Grund, bei Steinheid, Lauscha, Limbach, im obersten Schwarzathal, am Werragrund und am Wurzelberg darthun[1]). Ferner aber bildet Quarzit einen gleichmässig durchgehenden Zug an der oberen Grenze des cambrischen Systems; wir finden ihn hier in starken Bänken, welche mit graugrünem Thonschiefer wechsellagern; im Thonschiefer und auch in ziemlich quarzitischem Gesteine dieser Zone, wie in dem zunächst im Liegenden folgenden Thonschiefer, sind die oben genannten Phycoden vorgekommen.

---

[1]) Ueber die äussere Gestalt eines solchen Lagerkörpers lässt sich nur auf Grund der Umrisse eine beiläufige Vorstellung gewinnen. — Oefters verlieren sie sich nach einer oder mehreren Richtungen mehr und mehr in Thonschiefer, wie in der Gegend des Katzethals und des Lindig (Blatt Breitenbach). Möglich, dass einzelne benachbarte Quarzitlager, wie am Theuerner Grund, einen durch Denudation zerstörten Zusammenhang hatten; möglich ferner, dass die ausgedehnte Quarzitpartie der Gegend von Steinheit ein und dasselbe hin- und hergebogene Lager darstellt, auf dessen Mächtigkeit aus der vorliegenden Verbreitung gar kein directer Schluss zu ziehen ist; gewisses lässt sich hierüber nicht aussagen. Mit grösserer Sicherheit lässt sich behaupten, dass der unvermittelte, ziemlich geradlinige Abschluss dieser Quarzitmassen nach NO. mit jenen Verwerfungserscheinungen im Zusammenhang stehe, welche auch das Auftreten und die Lagerungsverhältnisse der Zechstein- und Buntsandsteinpartieen bedingen, die hier ganz unvermittelt inmitten des Schiefergebirges erscheinen.

Noch etwas anders gestaltet sich das Verhältniss von Quarzit und Thonschiefer in gewissen Gebirgspartieen, nämlich in der Gegend des Blessberges, Saargrundes und Werragrundes, in der Nähe des SW.-Randes des Schiefergebirges und von da NO.-wärts weiter über den Rennsteig, bei Siegmundsburg und Friedrichshöhe und das oberste Schwarzathal, nach der Gegend des Frauenbachs (östlich vom Wurzelberg), des Lindigs und Katzethals. Hier hat man es, wie oben schon angedeutet, weder mit geschlossenen Quarzitlagern, noch mit gleichmässig durchlaufenden Quarzitzügen zu thun, sondern mit einem ganz unbeständigen Wechsel von Quarzit und Thonschiefer, wo gewöhnlich der letztere vorwaltet und der Quarzit in Bänken und Lagen zwischengeschichtet ist, auch in engem, dünnschichtigem Wechsel mit Thonschiefer verwächst. Man kann dies Verhalten nur schwierig auf der Karte wiedergeben. In der Gegend des Katzethals entwickelt sich hie und da aus diesem unbeständigen Wechsel ein massigeres Quarzitlager, so dass beide Arten des Auftretens des Quarzits in einander übergehen. — Die genannten Gebirgsstrecken sind zugleich die, wo Thonschiefer und Quarzit öfters den dunkelen Farbenton besitzen[1]; und die wo die Wirkungen der Transversalschieferung sich sehr deutlich bis in den engen Thonschiefer-Quarzitwechsel, und selbst bis in geschlossene Quarzitlager hinein wahrnehmen lassen; denn in ihrer Richtung spaltet stets der Thonschiefer, und wo er mit Quarzitlagen verwachsen ist, schneidet die Spaltung quer durch letztere hindurch[2].

Mitunter stellen sich im Quarzit dünne Häute und Flasern eines sericitischen Minerals in grösserer oder geringerer Menge ein; so kann der Quarzit in einen schieferigen oder schieferig flaserigen Sericit-Quarzitschiefer übergehen. Man beobachtet diese

[1]) Starke Bänke eines dunkelen Quarzits werden z. B. im Saargrund, oberhalb der kleinen Ortschaft gleichen Namens zur Strassenbeschotterung gebrochen. — Wie im nächsten Abschnitt näher angeführt wird, nimmt der Quarzit in dieser Gegend öfters einen grauwackeähnlichen Habitus an.

[2]) Es kommen selbst Quarzitstücke ohne Thonschieferverwachsung vor, welche eine allerdings sehr unvollkommen entwickelte secundäre Schieferung besitzen, neben welcher sich die anders liegende Schichtung durch geringe Nüancirungen der Färbung etc. zu erkennen giebt.

Varietät sehr häufig in der Gegend des Wurzelbergs, des Katzethals u. s. w. An anderen Stellen ist sericitische Zwischenmasse mehr nur auf den Schichtungsfugen zwischen den Bänken abgelagert[1]). Beim Quarzit des Frohnbergs, am Werragrund, haben die schieferigen Lamellen und Flasern zum Theil mehr das Ansehen eines dunkelen Phyllits.

Merkwürdig sind fast conglomeratische Abänderungen des Quarzits, wie sie z. B. am Steinbiel bei Neuhaus am Rennstieg vorkommen: abgerundete Trümmer von Quarz, Schiefer und, wie es scheint auch Quarzit, sind durch quarzitische Masse verbunden, der auch die sericitische Zwischenflaser nicht fehlt. Aehnlicher Quarzit kommt ganz im NW. des Schiefergebirges, am Langen Berge vor[2]).

An der westlichen Seite des Wurzelberges findet sich auch eine anders aussehende Modification, bei welcher die Quarzitmasse einzelne kleine, flache, abgerundete Stücke anscheinend ganz desselben Quarzits einschliesst. Nicht selten findet sich auch Breccienstructur des Quarzits. Obwohl dieselbe in der Regel nur an isolirten Trümmern zu sehen ist, möchten wir annehmen, dass sie normalen Zwischenschichten angehöre und ursprünglicher Bildung sei, in der Art wie auch bei manchen Kalksteincomplexen Schichten mit Breccienstructur, andere von dichter etc. Structur regelmässig zwischengelagert vorkommen.

Sehr verbreitet ist die Durchtrümerung des Quarzites mit Quarz, der, wie er einerseits feinste Adern erfüllt, so auch andererseits zu bedeutenden Massen anschwellen kann; so dass nach dem endlichen Zerfall seine unverwüstlichen Trümmer als Felsen und Blöcke von allen Dimensionen übrig bleiben; die grössern derselben wurden besonders früher zu Mahlsteinen für die vielen Massemühlen der thüringischen Porcellanfabriken zugerichtet. Von diesem Quarz ist jedenfalls ein grosser Theil als Secretionsmasse anzusehen, welcher die im Quarzit so besonders zahlreichen secundär entstandenen Klüfte erfüllte. — Von wissenschaftlichem und histo-

---

[1]) Von petrographischen Uebergangsstufen zu gewissen porphyroidischen Schiefern wird weiter unten, bei letzteren die Rede sein.

[2]) Vergl. Richter l. c. p. 349.

rischem Interesse ist die zwar sehr minimale Goldführung des cambrischen Quarzits resp. seines Quarzes, welche in alten Zeiten Anlass zur Goldgewinnung gegeben hat; am bekanntesten ist diese von den Steinheider Quarzitlagern; aber auch an andern Stellen wurde Gold gewaschen, so an der westlichen Seite des Wurzelberges, wo noch jetzt die Namen Raspis-, Ronn- und Rothseifenbach, und Goldisthal an diese alte Industrie erinnern. Noch in neuerer Zeit ist aus der Schwarza, mehr versuchsweise, Gold gewaschen worden.

Dass die cambrischen Thonschiefer öfters etwas rauh und quarzitisch werden, wurde schon erwähnt; es können förmliche Mittelgesteine von Thonschiefer und Quarzit vorliegen, welche ebenfalls, wie der reine Quarzit, als strichweise vertheilte Partieen oder als abgrenzbare Einlagerungen im Thonschiefer erscheinen; solche wurden bei der Detailaufnahme besonders auf Section Steinheid als »quarzitische Schiefer« angegeben, und zwar in der Gegend von Steinheid und Lauscha. Diese Modificationen verhalten sich z. Th. mehr wie ein Quarzit, der mit grosser Feinkörnigkeit einen schichtigen Wechsel und ein stärkeres Hervortreten schieferigen Gefüges, ob ursprünglich oder transversal, verbindet; z. Th. verhalten sie sich als Quarzit, der mit Flasern rauher Thonschiefermasse verwachsen ist; z. Th. auch scheint ein Thonschiefer, der nicht viel von seiner Spaltbarkeit eingebüsst hat, doch einen stärkern Quarzgehalt durch die ganze Masse hindurch besitzt, vorzuliegen.

Das Vorkommen von Versteinerungen im Quarzit von Siegmundsburg.

Der Verfasser kann sich hier zunächst auf die Mittheilung beziehen, welche er bereits an einer anderen Stelle[1]) über dieses interessante Vorkommen gegeben hat; die ersten dieser Versteinerungen sah derselbe bei einem Einwohner von Friedrichs-

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXXII, 1880, p. 632 ff.

höhe am Rennsteig, in der Nähe der Fundstelle, und fand in der Folge eine grössere Zahl von Exemplaren, die sich jetzt in der Sammlung der geologischen Landesanstalt in Berlin befinden; seitdem sind dieselben Formen noch mehrfach, aber nicht in besseren Exemplaren und auch keine neuen Formen vorgekommen.

In unserer früheren Mittheilung hatten wir noch die Unterscheidung in ober- und untercambrisch festgehalten, indem wir ersteren alle die von den obersten cambrischen Schiefern, nämlich den eigentlichen Phycodenschiefern nicht zu unterscheidenden Schiefer zuzurechnen geneigt waren; da wir aber in vorliegendem Artikel diese Unterscheidung aus weiter oben angegebenen Gründen aufgegeben haben, wollen wir hier nur constatiren, dass die petrefactenführende Schicht bei Siegmundsburg weit im Liegenden von jener obersten Phycodenzone erscheint, und dass uns die gesammten Lagerungsverhältnisse keine Interpretation zu gestatten scheinen, welche ihr ein jüngeres Alter zuweisen würde.

Das betreffende Gestein ist ein Quarzit von klastischem, an Grauwacke erinnernden Habitus; theilweise ist es mehr als quarzitischer oder grauwackeartiger Schiefer zu bezeichnen[1]). Der betreffende Steinbruch liegt einige hundert Schritt vom Westende von Siegmundsburg bei Steinheid, und ebenso weit von der Poststrasse nach Norden im Walde, fast auf der Wasserscheide zwischen Weser und Main. Die Bänke fallen mit 40° nach NW. ein; die mit diesen Bänken vorkommenden Thonschieferzwischenlagen sind grünlich und unterscheiden sich nicht von den sonstigen cambrischen derartigen Schiefern.

Obwohl an verschiedenen Stellen der Umgebung ähnliches Gestein ansteht[2]), ist das Vorkommen von Petrefacten bis jetzt auf die eine Stelle beschränkt geblieben.

---

[1]) Farbe dunkelgraugrün, Verwitterung bewirkt Röthung. Das blosse Auge erkennt Quarzkörner, verbunden durch ein kieseligthoniges, zurücktretendes Cäment; daneben weisse Glimmerschüppchen, nicht sehr zahlreich, sowie Magneteisenpartikel, an welchen öfters dreieckige Flächen zu sehen; da nicht alle, trotz äusserer Gleichheit, vom Magnet angezogen werden, dürfte auch Titaneisen dabei sein. Hie und da auch Schwefelkiespartikel.

[2]) In derselben Streichrichtung wiederholt sich an der Landstrasse im Saargrund noch 1 bis 2mal ganz dasselbe Gestein; besonders ähnlich steht es an

In meiner früheren Mittheilung über diesen Gegenstand wurde ausgesprochen, dass die meisten der vorgekommenen Formen wohl auf eine Lingula, die durch Streckung meistens verzerrt sei, sich zurückführen lassen dürften. Etwas zu spät war ich auf ein Exemplar aufmerksam geworden, dessen sehr zum dreiseitigen neigender Umriss sich wohl nicht mehr mit dieser Vorstellung vertrug. Bei weiterer Verfolgung der einschlägigen Literatur schien mir die genannte Form sich am besten der Davidia vergleichen zu lassen, welche Hicks[1]) aus der Tremadoc Group (an der oberen Grenze des Upper Cambrian, Hicks) unweit St. Davids beschreibt und abbildet.

Wenn daher Herr E. Kayser in einem Referat[2]) die in meiner früheren Mittheilung abgebildeten Formen, wenigstens zum Theil, als Lamellibranchiaten ansieht, so muss ich ihm wohl Recht geben; glaube indess doch noch, dass neben diesen auch Lingula vorhanden und manches sich auf diese wird zurückführen lassen. Welche der bis jetzt schon aus den alten Schichten bekannten Lingulaformen indess zum Vergleich herangezogen werden können, will ich nicht entscheiden, sondern muss dies den Paläontologen von Fach überlassen[3]).

Bei allem Interesse, welches die bei Siegmundsburg gefundenen Versteinerungen bieten, reichen dieselben doch wohl, wie mir scheint, noch nicht aus, um die Vergleichung unseres Cam-

---

genannter Strasse in der Höhe 2025 Dec.-Fuss an, es erinnert hier sehr an Grauwacke und enthält kleine Schiefersplitter. Aehnliches Gestein wiederholt sich an der S.-Seite des Saargrundes. Auch in der entgegengesetzten Richtung, nach NO. in der Gegend der Alsbachberge und weiter gegen Scheibe ist ähnliches Gestein. Nicht sehr viel verschieden ist auch der Quarzit in NW.-Richtung vom Fundort. Oefters kehrt in den genannten Partieen der an Grauwacke erinnernde Habitus wieder.

[1]) Quarterly Journal u. s. w. 1873, p. 39 ff. — Wie ich etwas später bei einem Besuch der Sammlungen der geolog. Landesanstalt in Berlin sah, ist auch von Herrn E. Kayser eines oder einige der von mir eingesandten Exemplare als fragliche Davidia bezeichnet worden.

[2]) Neues Jahrbuch etc. 1881, Bd. I, Ref. p. 431.

[3]) Bei Durchsicht der einschlägigen Literatur schienen mir einige *Lingula*-Arten, *Quebecensis* und *Cobourgensis*, die Billings, geolog. Survey, Canada, Paläozoic fossils. I, 1865 abbildet, äussere Aehnlichkeit zu besitzen.

Mit der von Geinitz (Sitzungsber. naturwiss. Ges. Isis 1872, p. 127) abgebildeten und mit *Lingula Rouaulti* Salter verglichenen Form aus der Oberlausitzer Grauwacke haben unsere Exemplare keine Aehnlichkeit.

briums mit auswärtigen paläozoischen Bildungen viel weiter zu fördern, und am wenigsten werden sie der Hinzuziehung des ganzen betreffenden Schichtensystems zu den cambrischen Bildungen Eintrag thun. Ist doch Lingula als Gattung in den unbezweifelt cambrischen Ablagerungen Schwedens und Englands vorhanden, und könnte es wohl nicht befremden, wenn aus einer Formengruppe von Lingula, welche im Silur Vertreter hat, schon im Cambrium ein Vorläufer erschiene; und sind doch Lamellibranchiaten in Schichten vorhanden, welche in England wenigstens von vielen Seiten als cambrisch angesehen werden.

Oberste cambrische Zone und Grenze zum Silur; Thuringithorizont.

Wir erwähnten bereits, dass das cambrische System in unserem Gebiete oben mit einem durchgehenden Zug von Quarzitbänken abschliesst, welchem graugrüne Thonschiefer (Phycodenschiefer) zwischengeschichtet sind; dieser Complex ist ziemlich mächtig. Aufwärts nehmen nun diese Thonschieferzwischenlagen eine etwas andere Beschaffenheit an, enthalten keine Phycoden mehr und nähern sich schon mehr den Untersilurgriffelschiefern. Sie sehen blaugrau oder grau aus, röthen sich leicht durch Verwitterung, sind z. Th. sogar stark eisenschüssig, roth abfärbend; Eisenoxyd verbreitet sich auf mechanischem und wohl auch chemischem Wege allenthalben durch die Masse, auch auf Klüften und Fugen des zwischengelagerten Quarzits. Stellenweise ist in dieser Zone der Eisengehalt so sehr angereichert, dass förmliche Zwischenlager von derbem Rotheisenstein vorliegen, wie namentlich in der Gegend von Hämmern, wo in früherer Zeit auf solchen Eisenstein am Reckberg und Saukopf Bergbau getrieben wurde[1]). Bei den Schiefern dieser Zone kommen manchmal auch sehr klastische

[1]) Solche, mehr vereinzelt vorkommende Eisensteinlager bilden sozusagen die Vorläufer des bald zu erwähnenden, durchgehenden, wichtigen Thuringit-Eisenstein-Horizonts.

Modificationen vor, welche abgerollte Fragmente ähnlicher Schiefer, in eisenschüssiger Schiefermasse eingebacken, enthalten.

Gewöhnlich gehen solche weiche, rothe oder blaugraue durch Verwitterung sich röthende oder marmorirt aussehende Thonschiefer über die obersten, stärkeren Quarzitbänke hinaus und bilden dann noch einen wenig mächtigen Complex für sich, welchem höchstens quarzitische, glimmerreiche Lagen, doch keine stärkeren Quarzitbänke mehr eingeschaltet sind, und welcher Complex aufwärts in die dunkelblauschwarzen Untersilurschiefer, welche in unserer Gegend fast immer als Griffelschiefer entwickelt sind, ohne scharfe Grenze übergeht; in der That nähern sich jene obersten cambrischen Schiefer petrographisch den Griffelschiefern schon sehr und zeigen oft dieselbe parallel faserige, auf Streckungsvorgänge zurückzuführende Structur, wie letztere[1].

Bei diesen allmählichen Uebergängen ist die Grenzlinie zwischen dem cambrischen und silurischen Theil etwas unsicher zu ziehen. Das Bemerkenswertheste nun in dieser Grenzpartie ist, dass sie den Horizont für die weithin zu verfolgende, ganz eigenthümliche Eisensteinbildung des Thuringits abgiebt, welche, wenn auch nicht in ununterbrochen durchgehendem Zug, doch von Strecke zu Strecke in Form von normal den Schichten eingeschalteten Lagermassen stets in diesem stratigraphischen Niveau, an der Basis des Silur erscheint[2].

Diese Eisensteinbildung nun ist auf das Innigste dem Material wie der Lagerung nach mit den sie einschliessenden, ohnehin eisenschüssigen Schiefern verbunden; sie erscheint sozusagen als eine local aus ihnen hervorgehende Anreicherung des Eisengehaltes. Der Eisenstein ist vielfach oolithisch; kleine Oolithe von flacher, ellipsoidischer Form, anscheinend ohne innere Structur, von der umgebenden Masse schalig sich ablösend, mehr oder minder

---

[1]) Recht verbreitet sind auch bei diesen eisenschüssigen Zwischenschichten phaneroklastische Modificationen; meist sind hier kleine, abgerundete Schiefergeschiebe, dem Ansehen nach von wenig älteren Schichten herrührend, in der rothen eisenschüssigen Schiefermasse eingebacken; in anderen Fällen ist die Structur mehr breccienartig.

[2]) Auf dem Kärtchen ist diese Zone wegen ihrer geringen Mächtigkeit nicht besonders ausgedrückt worden.

dicht gedrängt, sind durch eine, wie es scheint, aus demselben Stoff bestehende, weiche, schieferige Masse verbunden, welche sich auch lagenweise für sich, ohne Oolithe hindurchzieht; das Ganze stellt so einen ziemlich eisenreichen Rotheisenoolith dar, dessen Farbe aber in frischem Zustand ein dunkeles Grün oder schwarzgrün ist. Die Bindemasse der Oolithe kann nun aber weiterhin übergehen in den gewöhnlichen, etwas eisenschüssigen Thonschiefer dieser Zone, wodurch sich eisenärmere halboolithische Varietäten ergeben; auch klastische und breccienartige Structur spielt hinein und so ergeben sich eine ganze Anzahl Modificationen, die nach petrographischer Beschaffenheit, wie durch Verwachsung und Wechsellagerung untereinander und mit dem umgebenden Schiefer verbunden sein können. In einer etwas anderen Modification erscheint der Eisenstein als chloritgrüne Masse, die ebenfalls oolithisch oder auch breccienartig wird, nicht roth, sondern braun verwittert (Brauneisenoolith) und wie angegeben, mit dem gewöhnlichen, thonigeren Schiefer verbunden sein kann.

Unter »Thuringit« sind eben jene reinsten, mineralisch homogenen und dem Chlorit verwandten, in frischem Zustande grünen und vielfach oolithischen Partieen zu verstehen.

Dieser eigenthümliche und für das Thüringisch-Fichtelgebirgische Schiefergebiet so wichtige Horizont des Thuringits bezeichnet die Grenze von Cambrium und Silur[1]).

---

[1]) Wir bemerken, dass in unserem thüringischen Gebiet über den untersilurischen Griffelschiefern nochmals ganz ähnliche Eisensteinzwischenschichten sich hie und da wiederholen.

Bei der Kartirung wird man die Thuringitschichten schon zum Silur ziehen, mit Rücksicht auf die in denselben gefundene organische Form.

In der Thuringitschicht des Fichtelgebirges nämlich kommt im Leuchtholz bei Joditz unfern Hof in einer besondern magneteisenreichen und quarzführenden Abänderung des Thuringitgesteins eine Orthis in zahlreichen, doch schlecht erhaltenen Exemplaren vor, welche Gümbel (l. c. p. 415 und 420) nach Geinitz als *Orthis aff. Lindströmi* Linnarss. anführt.

Orthis Lindströmi Linnarss. gehört der Primordialzone an; sie gehört zu den Brachiopoden, welche Linnarsson aus den schwedischen Paradoxidesschichten beschrieben hat. Eine jener *Orthis aff.* Lindstr. einigermaassen ähnliche *Orthis* (*bavarica* Barr.) kommt in der Fauna der Schichten von Leimitz bei Hof im Fichtelgebirge vor, welche Fauna an der Grenze der ersten oder Primordial- zur zweiten silurischen Fauna steht. — Uebrigens ist eine eigentliche Primordialzone

Einlagerungen von Kieselschiefer und Alaunschiefer.

Kieselschiefer, Alaunschiefer und diesen verwandte, in höherem Grade mit Kohle imprägnirte und daneben wohl auch schwefelkiesreiche Schiefer kommen als Zwischenschichten oder Zwischenlager vornehmlich im Bereich unserer phyllitischen Zone vor, fehlen aber auch der folgenden Zone nicht ganz und wiederholen sich hie und da bis in die cambrische Thonschieferzone hinein.

Kieselschiefer und Alaunschiefer der phyllitischen Zone. Sie können wohl als kohlereiche Modificationen der quarzigen hierhergehörigen Schiefer angesehen werden. Sie stellen sich besonders nach NW. ein, genauer in dem nordwestlichen Theil des Sattels, den nach unserer Auffassung die phyllitischen Schiefer zwischen cambrischen bilden; obwohl auch nach der entgegengesetzten Seite und wie gesagt bis in die angrenzenden Zonen hinein solche dunkele Kiesel- und Alaunschiefer, resp. ihnen höchst ähnliche nicht fehlen. Zu bedeutenden Schichtenfolgen erheben sich diese in stärkerem Grade kohlehaltigen Schiefer nicht; wo sie etwas stärker entwickelt auftreten, wie in der Gegend von Breitenbach, sind sie ehedem als Alaunschiefer technisch benutzt worden.

Wie die Aufschlüsse in dieser Gegend, besonders bei der sog. »Schwefelhütte« oder »Wallbrücke« zeigen, bestehen diese stets durch voll schwarze Färbung ausgezeichneten und meist abfärbenden Schiefer aus Kieselmasse in Verwachsung mit schwarzem, nämlich kohlereichem, weichem, phyllitisch gefälteltem, abfärbendem Schiefer; wobei sich denn nach Mengenverhältniss und Vertheilung dieser Substanzen entweder ergiebt, ein sehr dünnschichtiger Wechsel von Kiesel mit schwarzem, abfärbendem Schiefer, bei welchem ersterer vielfach nur in papierdünnen, lichtfarbigen Zwischenlagen erscheint und letzterer vorwaltend werden kann — oder ein dünn- bis dickplattiger Kieselschiefer, der meist etwas

---

und -Fauna so wenig im Fichtelgebirge wie im Thüring. Schiefergebirge bis jetzt bekannt. In letzterem sind die ersten Versteinerungen über den Phycoden bis jetzt die Trilobiten der Steinacher Griffelschiefer, welche als der Gattung *Asaphus* oder *Ogygia* und der zweiten silurischen Fauna angehörig erkannt worden sind. Näheres s. Gümbel l. c. p. 414 und 428.

quarzitisch erscheint, resp. in feinkörnigen Quarzitschiefer übergeht, mehr oder weniger mit Kohlenstoff imprägnirt und mit anthracitisch glänzenden, abfärbenden Schieferhäuten überzogen ist. Durch einen hinlänglichen Gehalt an Schwefelkies werden diese Schiefer zu Alaunschiefer. Die Verwitterung solcher Schiefer bewirkt öfters nässende Stellen. Mit dem Schwefelkiesgehalt hängt auch die öfters sich wiederholende rostfarbige Färbung grösserer, der Atmosphäre ausgesetzter Partieen zusammen[1]).

Das Vorkommen von Kieselschiefer innerhalb unserer phyllitischen Schichtenreihe ist indess nicht speciell an die genannten, besonders kohlereichen und abfärbenden Schiefer, die Alaunschiefer, gebunden, sondern besitzt eine grössere Verbreitung als letztere Varietät. Während letztere namentlich in der Streichrichtung von Gross-Breitenbach entwickelt sind, verbreiten sich die Kieselschiefer auch weiter südöstlich, besonders in der Partie zwischen Bocksbach- und Oelzethal. Diese Kieselschieferzwischenschichten der phyllitischen Zone machen sich ganz besonders durch die grosse Menge von hierhergehörigen Blöcken und Felsen bemerklich, welche im Verwitterungsboden im erwähnten District und weiterhin umherliegen.

Bei näherer Untersuchung zeigen sich diese Kieselschieferblöcke meist sehr wenig homogen: ihr Körper ist theilweise massig und dicht, an anderen Stellen wohl etwas drusig, theilweise aber mehr schieferig und in kieseligen Thonschiefer übergehend, welch letzterer durch Verwitterung ausbleicht und mehlig wird, während die dichten, massigen Theile nur oberflächlich oder von Klüften aus ausbleichen; dabei pflegen diese Blöcke und Felsen nach allen Richtungen von weissen Quarzschnüren in unregelmässigster Weise

---

[1]) Solche schwarze Alaunschiefer im Bereich der phyllitischen Schichtenreihe sind in früheren Zeiten namentlich bei Gross-Breitenbach durch bergmännischen Betrieb in nicht unbeträchtlicher Masse gewonnen und verarbeitet worden. Das Material wurde geröstet und ausgelaugt; noch späterhin ist ein zur Wasserabführung im nächsten Thalgrund angesetzter Stollen der Ockergewinnung dienlich gewesen, indem das auf demselben abfliessende Grubenwasser Ocker absetzt. Von Gross-Breitenbach lässt sich der Zug dieser Alaunschiefer einerseits nach SW. in die Gegend der Alaunhütte und Altenfeld, andererseits nach Friedersdorf und weiter verfolgen.

durchzogen zu sein, von denen wenigstens viele gewiss so wenig secundärer Entstehung sein mögen, wie bei manchen massigen Porphyroiden; diese verschieden struirten und auch sonst differirenden Partieen sind nun eng verbunden und wie zu einem Ganzen zusammengeschweisst, doch stellt dieses Ganze, nämlich der Kieselschieferblock oder -fels nur den festeren Kern dar, welcher zuletzt übrig bleibt und vorragt, nachdem die einschliessende, stärker zerklüftete oder auch etwas leichter verwitternde Gesteinsmasse abgebröckelt und z. Th. verwittert ist. Dieses Verhalten ist an gewissen Stellen, z. B. an der rechten Seite des Thalgrundes SW. bei Breitenbach deutlich zu erkennen, wo die festen Kieselschieferfelsen z. Th. noch zwischen dem stärker gelockerten und zu Trümmern und Schutt zerfallenen Materiale anstehend zu finden sind; so zwar, dass sich an manchen derselben mit Hülfe ihrer theilweise schieferigen Structur das Streichen nach NO. und steile Einfallen nach NW.—NNW. recht wohl zu erkennen giebt. Einmal freigelegt, sind solche Kieselschieferfelsen gleich Quarzfelsen unverwüstlich; sie besitzen, im Ganzen betrachtet, eine sehr dunkele, fast blauschwarze Färbung[1]).

Wie aus Obigem hervorgeht, sind die in der phyllitischen Schiefergebirgszone Thüringens als Einlagerungen vorkommenden Kieselschiefermassen von ganz anderer Beschaffenheit als jene regelmässig in Form dünner Platten aufeinandergelagerten Kieselschieferschichten, die in der oberen Silurbildung Thüringens, des Vogtlandes und Fichtelgebirges eine bestimmte Zone einnehmen. Die ersteren besitzen in ihrer etwas wechselnden Structur und

[1]) Von Localitäten, wo der Kieselschiefer auf diese Weise vorkommt, sind neben der genannten Stelle bei Breitenbach besonders namhaft zu machen das Oelzethal, abwärts von Altenfeld, namentlich der Abhang der rechten Seite, gleich unterhalb Altenfeld; der Walddistrict zwischen dem Oelzethal und dem Bocksbachthal bei Breitenbach, wo der Kieselschiefer, besonders in der westlichen Partie, gegen die Breitenbach-Altenfelder Landstrasse zu, abgesehen von den Felsblöcken auch in schieferig zerfallener Form stark verbreitet ist.

Auch in der SW.-Fortsetzung der phyllitischen Zone unseres Schiefergebirges, jenseits der Rothliegenden Porphyrite von Neustadt und Masserberg, sind in der Gegend des Biberthals und von da hinüber nach Unterneubrunn die Kieselschiefervorkommnisse beobachtet worden, wenn auch lange nicht so reichlich, wie in den oben bezeichneten Strecken.

Gesteinsbeschaffenheit und in ihrem Verhältniss zum phyllitischen Schiefercomplex, dem sie angehören, eine gewisse Analogie mit den porphyroidischen Einlagerungen. Wie bei den letzteren und nicht minder den Quarziten der cambrischen Reihe, so wiederholt sich auch bei einzelnen Partieen der Kieselschiefereinlagerungen nicht selten jene Breccienstructur, der wir ursprüngliche Entstehung zuzuschreiben geneigt sind.

Diejenigen kohlereichen Schiefer, welche als Einlagerungen der halbphyllitischen und der Thonschieferzone vorkommen, schliessen sich denen der Phyllitzone im Allgemeinen an; mehr als eigentlicher Kieselschiefer kommen hier weiche, leicht spaltende und zerfallende, schwarz abfärbende Schiefer vor, von mattem oder graphitisch bis anthracitisch glänzendem Ansehen, und entweder ebenschieferigem oder mehr krummschaligem, hie und da auch wohl etwas faserigem Gefüge. Kleine Discontinuitäten der Schiefermasse werden von Quarztrümern erfüllt. So am Zeupels- und Weissberg, sowie am Meistergrund in der Gegend des oberen Werragrundes, auch etwas südlich davon am Frohnberg (Blatt Eisfeld); ferner im Schwarzathal oberhalb Schwarzmühl; keine dieser Einlagerungen ist von erheblichem Umfang[1]).

Wir erwähnen hier noch eine andere Schiefermodification, die ebenfalls als Zwischenlager von beschränkter Erstreckung im Bereich der tieferen, dunkeler gefärbten cambrischen Thonschiefer öfters erscheint; sie besteht eigentlich nur in einer Abänderung des gewöhnlichen weicheren Thonschiefers, dem in grosser Menge feine Schwefelkiespartikel eingesprengt sind; diese Schiefer verwittern sehr leicht und bewirken nasse Stellen, was übrigens auch von den vorher aufgeführten Schiefern gilt, sobald sich dem Kohlenstoff ein gewisser Schwefelkiesgehalt zugesellt.

---

[1]) Alte Halden am Zeupelsberg, im oberen Werragrund, deuten darauf hin, dass man diese Schiefer ehedem zu verwerthen gesucht hat. — In einigen Seitenschluchten des obersten Schwarzathals, oberhalb Langenbach finden sich Andeutungen eben solcher leicht zersetzbarer schwefelkies- (und -Kohle?) reicher Zwischenlager.

Einlagerungen von Amphibolgesteinen.

Diese treten besonders, wenn auch nicht ausschliesslich, in den älteren Zonen unseres Schiefergebirges auf und umfassen eine ganze Reihe von Varietäten und Zwischenstufen, welche einerseits in körnig krystallinisches, dioritisches Gestein, andererseits in entschiedene Schiefer endigt. Jenes Endglied kommt geradezu auf einen Diorit resp. Epidiorit (Gümbel's) heraus, wobei immer noch Wechsel in der Korngrösse, Beschaffenheit und Vertheilung des amphibolischen und feldspathigen Gemengtheils zu bemerken sind; die Schiefer dagegen verhalten sich z. Th. als Hornblendeschiefer, werden aber z. Th. auch ganz aphanitisch, so dass man ihre Zusammensetzung — die möglicherweise sich der gewisser sog. Grünschiefer nähert, wie sie anderwärts als Einlagerungen der Phyllitformation vorkommen — nicht ohne besondere Hülfsmittel erkennen kann. Massig krystallinische und schieferige Gesteine treten zusammen in Verwachsung auf; so zwar, dass die amphibolische Lagermasse eine massig krystallinische Partie besitzt, die in der Regel den festern, ohne Schichtung erscheinenden Kern bildet, und eine schieferige, welche schalenförmig den Kern umgiebt und ihrerseits in die gewöhnlichen Schiefer, welche das Ganze einschliessen, übergeht[1]). In der Regel sind freilich die schieferigen Partieen oberflächlich verwittert, und nur die festeren dioritischen Partieen widerstehen in Form äusserst fester Blöcke oder Felsen auf die Dauer den Atmosphärilien und bekunden das Vorhandensein der amphibolischen Einlagerung. Erblickt man nur diese, so könnte an das Vorhandensein eines Lagerganges dioritischen Eruptivgesteins gedacht werden; allein die noch vorhandenen Reste des amphibolischen Schiefers, die grössere Zahl unterscheidbarer Varietäten der hierhergehörigen Gesteine, die öfters zusammen vorkommen, und abgesehen hiervon auch die Gestalt und Umgrenzung des Ganzen, wie sie die Specialaufnahme

[1]) Solcher an sich schon zusammengesetzter Körper mögen sich, bei grösseren derartigen Vorkommnissen, wieder mehrere zusammenschaaren und so, mit Zwischenschaltung phyllitischen etc. Schiefers, erst die ganze amphibolische Einlagerung bilden.

namentlich für die grösseren Vorkommnisse (Waffenrod bei Eisfeld) ergiebt, sowie einige sehr günstige Aufschlüsse (Oelzethal) lassen die normale Einlagerung und Einordnung dieser Lagermassen in das betreffende Schiefersystem erkennen — nicht anders als wie dies neuerdings in analogen Fällen in archäischen Schieferdistricten anderer Gegenden gefunden worden ist [1]).

Hierhergehörige Vorkommnisse finden sich in unserem Gebiete: in der Gegend von Grossbreitenbach und des oberen Oelzethales, unterhalb Altenfeld, zahlreich im Bereich der phyllitischen und nächstfolgenden Schieferzone (Section Breitenbach und Masserberg); weiter südwestlich im Gebirge bei Eisfeld, im Lauterbachgrund und besonders bei Waffenrod, im Bereich derselben Schieferzone; Andeutungen solcher Vorkommnisse wiederholen sich auch im Quarzphyllit zwischen Biberschlag und Ernstthal u. s. w.

Einen besonders guten Einblick in die Lagerungs- und Verbandverhältnisse einer solchen Einlagerung von Amphibolgestein zwischen Phyllit resp. Quarzphyllit, gewährt ein Vorkommen im Oelzethal, etwa $^1/_4$ Meile unterhalb Altenfeld (Blatt Masserberg), welches neuerdings durch eine Strassenanlage angeschnitten wurde; wir geben im Folgenden eine Beschreibung desselben. (Siehe umstehend Fig. 1.)

Die Kernpartie verhält sich als ziemlich gleichförmig beschaffener, mittel- bis feinkörniger Diorit, bez. Epidiorit; sie hat ganz das Ansehen eines krystallinischen Massengesteins, ist unregel-

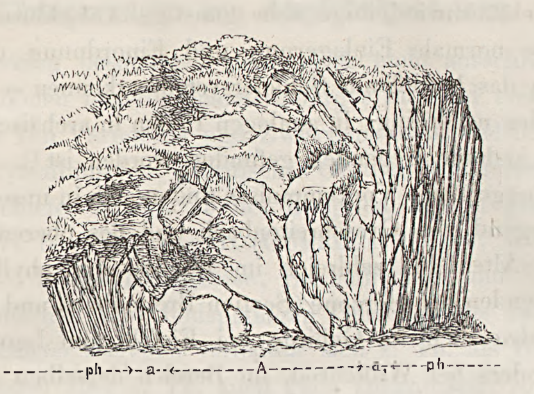
[1]) Wo eine amphibolische Einlagerung ohne festere, massig krystallinische Partieen entwickelt ist, oder solche erst in gewisser Tiefe oder im Fortstreichen sich einstellen, kann sie unter Umständen sich der Beobachtung entziehen.

Manchmal finden sich an isolirten, festen, dioritischen Blöcken noch anhaftende schieferige Schalen.

Trotz massiger Blockanhäufung kann eine solche amphibolische Einlagerung doch von beschränktem Umfang oder kurzer Erstreckung sein, wie dies die Specialaufnahme in verschiedenen Fällen übereinstimmend ergeben hat.

Zum Unterschied von den nachher zu beschreibenden Einlagerungen granit- und gneissartiger, sowie besonders porphyroidischer Gesteine sei hier nur hervorgehoben, dass eine derartige innige Verwachsung und Verflaserung grösserer und kleinerer Partien mit dem umgebenden Schiefer, wie sie bei diesen vorkommt, bei den amphibolischen Einlagerungen nicht beobachtet wurde; sie sondern sich im Allgemeinen schärfer vom umgebenden Schiefer ab, als jene.

Figur 1.



Amphibolische Einlagerung im phyllitischen Schiefer an der Landstrasse im Oelzethal. **A** krystallinisch körniges Gestein, **a** a_1 Uebergangsschiefer, **ph** phyllitische Schiefer. Höhe ca. $4^1/_2$ — 5 Meter.

mässig zerklüftet und könnte an einen steil stehenden Eruptivgesteinsgang erinnern; aus ihrem endlichen Zerfall würden eben solche grosse, feste Blöcke hervorgehen, wie sie thatsächlich in nächster Nähe im Walde liegen und bei anderen solchen Vorkommnissen aus dem Boden vorragend die Anwesenheit einer solchen Einlagerung darthun. Auf abgewitterten Flächen der Kernpartie tritt der Feldspath weiss gegen die dunkele Hornblende hervor; andere wesentliche Gemengtheile machen sich dem blossen Auge nicht bemerklich. Dagegen ist Quarz in grösseren Adern, Trümern, Putzen und Knauern, wenn auch nicht sehr reichlich, ausgeschieden vorhanden[1]). Eine nähere Prüfung geeigneter Flächen (abgewitterter Bruchflächen, welche quer zur allgemeinen Streichrichtung liegen), lässt selbst in dieser, auf den ersten Blick massig erscheinenden Kernpartie, eine lagenförmige Anordnung, wenigstens

---

[1]) Diese, wohl primären, fest mit der körnigen Gesteinsmasse verwachsenen Quarzausscheidungen wiederholen sich auch bei benachbarten, entsprechenden Vorkommnissen. — Auf eigentlichen Klüften ferner kommt ebenfalls Quarz und auch Kalkspath und Chlorit vor, letzterer auch so, dass er die Gesteinsmasse und manchmal sogar den Quarz imprägnirt.

stellenweise, erkennen, welche in der verschiedenen Färbung und Vertheilung des feldspathigen und amphibolischen Gemengtheils begründet ist und der Schichtrichtung des umgebenden Schiefers folgt. Nach aussen ist nun beiderseits dieser Kerntheil von einer schalig oder schichtenweise geordneten Uebergangszone umgeben, welche zum umgebenden phyllitischen Schiefer hinüberführt. Der Uebergang ist allmählich. An den Kerntheil schliessen sich, innig mit ihm und unter sich verwachsen, sozusagen allmählich aus ihm hervorgehend, die ersten Schalen oder Lagen der Uebergangszone, indem für die körnige Structur successive die schieferige eintritt, auswärts zunimmt und dementsprechend nach Färbung und mineralischem Bestand etwas verschieden aussehende dünnere und dickere Lagen sich entwickeln; auf abgewitterten Bruchflächen, die quer zum Streichen liegen, tritt dies deutlich hervor. Die Uebergangszone ist besonders reich an Quarzausscheidungen in Adern, Trümern und Knauern, von rauchgrauer Färbung in frischem Zustande; viele davon liegen als unregelmässig gestaltete Linsen in der Schichtrichtung. — Die Kernpartie erwies sich im Aufschluss an der Strasse 3,5, die östlich anliegende Uebergangszone 0,70, die andere 0,80—0,90 Meter stark[1]).

Einlagerungen gneiss- und granitartiger Gesteine.

Sie machen sich wiederholt im Bereich der phyllitischen und der nächstfolgenden, halbphyllitischen resp. tieferen cambrischen Zone geltend, und erreichen mitunter eine etwas grössere Ausdehnung (Vorkommen N. von Böhlen am Milchberg; hierhergehöriger Gesteinszug aus der Gegend des Schwarzathals unterhalb Katzhütte über Meuselbach weiter nach NNO.; Vorkommen von Hinterod, unweit Eisfeld); bleiben in anderen Fällen aber auch klein (verschiedene Vorkommnisse im Schwarzathal, bei und ober-

[1]) Bei einem anderen, durch einen Steinbruch bewirkten Aufschluss, der sich im Wald, in der Nähe des beschriebenen, befand, maass die ziemlich gleichmässig beschaffene Kernpartie 4,6 Meter, die Uebergangszonen je ca. 0,4 Meter. Die

halb Katzhütte). Stets sind sie auf das Innigste nach Lagerung und durch Gesteinsübergänge mit dem umgebenden Schiefer verbunden und verhalten sich hierin wie in der äusseren Gestalt, resp. dem Grenzverlauf des Lagerkörpers, welchen sie bilden, ähnlich wie eine quarzitische oder porphyroidische Einlagerung. Nur ihre reinsten Partieen erlangen nach mineralischer Mischung und Structur das Ansehen eines Granits, oder bei der meist vorherrschenden schieferig-flaserigen Structur, eines Gneisses; doch diese Partieen sind mit anderen verwachsen, welche die Verbindung mit dem umgebenden und zwischendurchziehenden phyllitischen und halbphyllitischen Schiefer vermitteln.

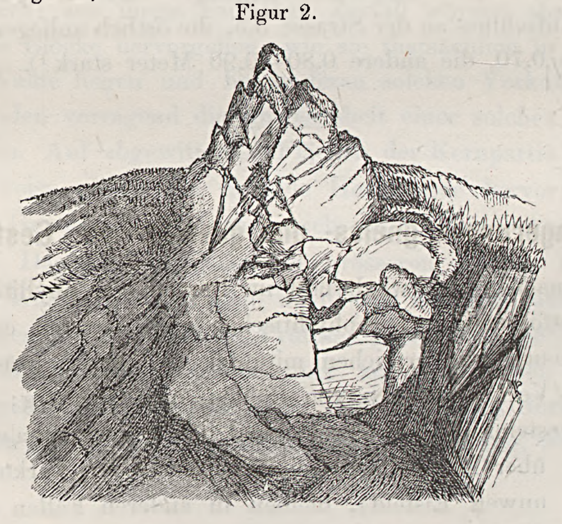
Die Besonderheiten dieser Einlagerungen mögen an einigen bestimmten Beispielen etwas näher erläutert werden.

Die hierher gehörigen Gesteine von Hinterod (Blatt Eisfeld) lassen Quarz, Feldspath und meist dunkelen Glimmer deutlich neben

---

erstere ragte als fast mannshohe Felsbildung über den Waldboden hervor. (Siehe nachstehende Figur 2.)

Figur 2.



Amphibolische Einlagerung im phyllitischen Schiefer, im Oelzethal, Steinbruch im Wald. Krystallinisch körnige 4,6 Meter starke Mittelpartie, durch 0,4 Meter starke Uebergangszonen mit dem phyllitischen Schiefer verbunden. Höhe ca. 6 Meter.

einander erkennen, meist in schieferiger, in kleinen Partieen auch gleichmässig körniger Structur, so dass sie geradezu als Gneiss und als Granit (grob- oder feinkörniger) zu bezeichnende Handstücke liefern können. Durch die Art der Anhäufung und Vertheilung des Glimmerminerals zwischen den übrigen Gemengtheilen, mehr noch durch den Eintritt phyllitisch aussehender Schieferflasern in die Gesteinsmischung und das allmähliche Ueberwiegen derselben bilden sich Verwachsungen mit, oder Uebergänge zu dem einschliessenden phyllitischen Schiefer, eine Art Mittelgestein zwischen Gneiss und feldspathführendem Quarzphyllit. Eben durch diese Veränderlichkeit der Mischung und Structur entfernen sich diese Gesteine von den eigentlichen, vollkrystallinischen Massengneissen und Graniten der archäischen Systeme und verbinden sich inniger mit dem umgebenden phyllitischen Schiefer; sie erscheinen als Kerne, welche durch Uebergangszonen mit letzterem zusammenhängen[1]). Bei zurücktretendem Feldspath- und Glimmergehalt, in Verbindung mit Feinkörnigkeit, ergeben sich auch Modificationen, die einem Quarzit, oder einem Quarzitschiefer ähnlich werden; statt des dunkelen Glimmerminerals kommt bei diesen ein sehr lichtes in äusserst dünnen, schuppigen Lamellen vor.

Ganz ähnlich dem Vorkommen von Hinterod verhält sich jenes, welches N. von Böhlen am sog. Milchberg (Grenze von Blatt Breitenbach und Königsee) innerhalb der phyllitischen Zone, resp. des Quarzphyllits eine grössere Verbreitung gewinnt. Auch hier entsprechen die an Masse zurückstehenden reinsten Partieen einem Granit von mittlerem Korn, oder auch einem Gneiss, da die Structur Neigung zum Schieferigen und Flaserigen behält. Von

---

[1]) Sie erscheinen, wenn wir uns einmal auf den Standpunkt der diagenetischen oder auch der epigenetischen Metamorphose stellen wollen, als der am weitesten vorgeschrittene Umwandlungszustand des ursprünglichen Sediments.

Es würde in keiner Weise angehen, die gneissartigen Gesteine dieses Vorkommens etwa als ein zwischen jüngeren Systemen inselartig vorragendes Stück eines archäischen Grundgebirges aufzufassen. Dagegen würde eine Reihe localer Gründe sprechen, deren Aufzählung hier zu weit führen würde. Es genügt, die enge Verbindung hervorgehoben zu haben, die mit dem einschliessenden Schiefer besteht. — Ebenso verhält es sich bei allen anderen Vorkommnissen, soweit die Specialaufnahmen bis jetzt reichen.

den Bestandtheilen prävalirt meist der Quarz, der überdies vielfach in grösseren Knauern und Putzen ausgeschieden ist, ganz ähnlich wie bei vielen Porphyroiden und beim Quarzphyllit[1]). Erreichen diese Quarzausscheidungen einen beträchtlichen Umfang gegenüber dem feldspathigen Bestandtheil, so unterscheiden sich solche Gesteinsmassen wenig mehr von den feldspathhaltigen Quarzknauern des Quarzphyllits. Derartige Gesteinspartieen sind es, welche die reine granitische Ausbildungsform, mit welcher sie durch allerlei Uebergangsformen verbunden sind, fast nur als eine weitere Entwickelungsstufe der feldspathhaltigen Quarzausscheidungen und -Knauern des Phyllits erscheinen lassen; um so mehr, als es auch an phyllitischen Schalen und an Chlorit nicht fehlt, welche mit jenen quarzreichen und dazu meist glimmerarmen Partieen der granitartigen Gesteinsbildungen verwachsen sind; wie denn Phyllit und Quarzphyllit, in nichts von der gewöhnlichen und typischen Beschaffenheit abweichend, sich zwischen all diesen granitischen Modificationen hindurchziehen, sei es, dass sie an Masse überwiegen, oder auch gegen jene zurücktreten. Eine andere Verknüpfung der Gneisspartieen mit dem Phyllit ergiebt sich in der Art, dass der weisse, mehr oder weniger individualisirte Glimmer der ersteren zurücktritt und verschwindet, während dafür phyllitische Häute und Flasern vorhanden sind, also ein Phyllitgneiss resultirt.

Wie eng die Verbindung dieses granitisch-gneissischen Gesteins mit dem umgebenden Phyllit ist, geht z. B. auch aus der sicher beobachteten, in ziemlich dünnen Lagen wechselnden Verwachsung der granitischen Masse mit phyllitisch-quarzitischem Schiefer hervor, welche sich als besondere Modification zwischen den übrigen an dieser Lokalität vorfand. Ferner sei erwähnt, dass im Bereich dieser granitischen Einlagerung der Quarzphyllit-

[1]) Diese starke Verwachsung mit Quarz kommt auch bei den entsprechenden Gesteinen von Hinterod vor. — Stärkere, trumförmige Quarzausscheidungen zwischen dem Quarz-Feldspathgemeng bewirken in der That eine gewisse Analogie mit manchen Porphyroiden; von diesen unterscheiden sich jedoch jene granitartigen Massen durch das reichliche Vorhandensein individualisirten Glimmers, das Fehlen der sericitischen Flaser und des felsitischen Antheils, sowie das Hervortreten gleichmässig körniger Structur.

Zone auch Kieselschiefer, wie er sonst in letzterem eingelagert ist, vorkommt, und nicht minder amphibolische Zwischenschichten mit ihren erwähnten festeren Kernpartieen dioritischen Gesteins, die überdies Uebergänge zu Granit (durch Aufnahme weisser Glimmerschüppchen) zeigen [1]).

Den beschriebenen Beispielen ähnlich verhalten sich denn auch die übrigen derartigen Vorkommnisse, welche bis jetzt im Speciellen untersucht wurden, insbesondere die der Gegend von Katzhütte im Schwarzathale, z. B. das im Amselgrund nahe bei diesem Ort. Aehnlich auch die hierher gehörige Einlagerung, welche in der Nähe des Ausganges des Laubthals im Schwarzathal an der Landstrasse ansteht. Sie verhält sich in der Hauptsache als Phyllitgneiss, indem die Feldspath- und Quarzkörner flaserig von Phyllit umgeben sind, und bald mehr zurücktretend diesem das Uebergewicht lassen, bald unter stärkerem Hervortreten rein körnigen Gefüges die Phyllitflaser verdrängen, die sich dann nur noch in einzelnen kleinen, ausser Zusammenhang befindlichen Partieen vorfindet und sozusagen die Rolle des Glimmers in gewöhnlichem Granit übernimmt. Grössere, mit zusammenhängender Phyllitsubstanz überkleidete Flächen durchziehen das Gestein, an ihnen findet leicht Ablösung der Gesteinsmasse statt. Körnige Partieen wechseln mit mehr schieferigen und flaserigen oder sind von solchen wie Kerne umschlossen, so dass auch hier der Gesteinskörper ein nichts weniger als gleichartiges Ganze darstellt, sondern sich aus den genannten, verschieden struirten Theilmassen in eigenthümlich angeordneter Weise zusammensetzt. Sehr feinkörnige, phyllitarme oder -freie, quarzitisch beschaffene und von reichlichen Quarzausscheidungen oder -Trümern durchzogene Lagen finden sich an der äusseren Grenze nach dem Laubthale zu, gegen

[1]) Man ist bei der Untersuchung dieser Localität auf das Studium der allerdings in Menge vorhandenen Lesesteinhaufen angewiesen. Nach diesen zu urtheilen, nämlich nach dem Mengenverhältniss ihrer granitischen und quarzphyllitischen Fragmente scheint die granitische Masse sich nach der ganz flach ansteigenden Höhe hin zu verdichten, nach aussen mehr und mehr in Quarzphyllit zu verlieren. Kieselschiefer kommt zwischendurch besonders auf der NW.-Seite vor, wo der Breitenbacher Kieselschieferzug nach Friedersdorf hin durchstreicht. Amphibolgestein findet sich an der NW.- und noch mehr an der O.-Seite.

das umgebende Schiefergestein. In ihrem weiteren Verlauf nach NO. ist dieser granitisch-gneissische Gesteinszug noch nicht zur Specialaufnahme gelangt; wir wollen bei dieser Gelegenheit nicht unerwähnt lassen, dass gerade dieses Vorkommen von anderer Seite in einem anderen Sinne gedeutet worden ist[1]).

Einlagerungen porphyroidischer Gesteine[2]).

Eine besondere Gruppe von Einlagerungen oder Zwischenschichten unserer phyllitisch-cambrischen Schieferreihe bilden jene merkwürdigen, auch aus vielen anderen in ähnlicher Weise des Vorkommens bekannt gewordenen Gesteine, welche nach Lossen als Porphyroide, Schieferporphyroide bezeichnet werden. Sie sind im genannten Schichtencomplex Thüringens von grosser Verbreitung, namentlich in der phyllitischen und halbphyllitischen Zone, sowie auch noch der tieferen Partie der cambrischen Thonschiefer und Quarzite, fehlen aber auch in der höheren Schichtenfolge der letzteren nicht ganz.

Es lässt sich eine grosse Reihe von Varietäten oder Modificationen dieser bemerkenswerthen Schichtgesteine unterscheiden, welche in einzeln herausgegriffenen Proben betrachtet, nach Mischung und Mengenverhältniss der mineralischen Componenten, mehr noch nach der Structur verschieden genug aussehen können; doch sind alle diese Varietäten durch Abstufungen und Uebergänge eng verbunden und erscheinen, was wichtiger und besonders hervorzuheben, in der Art ihres Vorkommens so innig zusammengehörig oder gegenseitig sich bedingend, dass kaum einmal nur eine solche Varietät porphyroidischen Gesteins für sich auftritt, sondern fast immer eine Anzahl solcher Varietäten in engstem Lagerungsverband unter sich und mit zugehörigem und einschliessendem Schiefer-

[1]) Vergl. H. Credner sen. im Neu. Jahrb. f. Min. etc. 1849, p. 10 ff. und in »Versuch einer Bildungsgeschichte der geognost. Verhältnisse des Thüringer Waldes« Gotha 1855, p. 21.

[2]) Vergl. Richter: Thüringische Porphyroide. Saalfeld. 4°. 1871. (Programm der Realschule.)

gestein gewöhnlicher Art — sei es Thonschiefer oder Phyllit oder Quarzit — den Gesammtkörper der porphyroidischen Einlagerung constituirt.

Es besteht kein wesentlicher Unterschied zwischen den Porphyroiden, die in der ältesten, phyllitischen Zone unseres Schiefergebirges als Einlagerungen erscheinen, und jenen, die in den jüngeren Schichtenfolgen vorkommen; wenn auch gewisse Varietäten mehr dort, andere mehr hier vertreten zu sein scheinen.

Wie sonst wo, ist auch bei unseren Porphyroiden in der Regel eine Art Grundmasse vorhanden, deren schieferige Structur bei vielen Modificationen sofort hervortritt, bei anderen aber erst bei der Betrachtung grösserer Gesteinspartieen sich kundgiebt, während sie im Handstück völlig oder so gut wie ganz fehlen kann, woraus eine wahre Porphyrstructur, ähnlich der eines eruptiven Porphyrs hervorgehen kann. Ihrer mineralischen Natur nach verhält sich diese Grundmasse sehr gewöhnlich wie ein Felsit[1]), der mitunter etwas ins Quarzitische geht; die felsitische Grundmasse ist entweder massig oder schieferig, letzteres durch schichtigen Wechsel in chemisch-physikalischen Eigenschaften allein, oder gewöhnlicher, durch mehr oder minder reichliche Interposition von sericitischen oder phyllitischen Lamellen, Häuten, Flasern; bei anderen porphyroidischen Modificationen erscheint aber statt dieser felsitischen und halbfelsitischen Grundmasse ein wahrer Schiefer von meist sericitischem oder phyllitischem Habitus[2]).

---

[1]) Ob und wie weit bei diesen thüringischen Porphyroiden statt Felsit auch »Adinole« im Sinne Lossen's betheiligt ist oder nicht, kann natürlich nur durch genaue Untersuchung gefunden werden; wir wollen hier bei der Bezeichnung Felsit und felsitisch für die betreffende Grundmasse stehen bleiben.

[2]) »Sericit« und »Phyllit«, resp. »sericitisch« und »phyllitisch« sind in vorliegender Mittheilung immer so gebraucht, dass unter ersterem die anscheinend reine und mineralogisch einheitliche Substanz verstanden wird, wie sie z. B. im Quarzit in unendlich dünnen, fast durchsichtigen Häuten und Flasern sich einlegt, oder stärker werdend jene weissen bis gelblichen oder grünlichen »talkähnlichen« Lagen bewirkt, in ihren bekannten Eigenschaften nach Härte, Glanz, feinschuppiger bis faseriger Beschaffenheit; unter »Phyllit« dagegen ein anscheinend complexes schieferiges Aggregat, zu dessen Aussehen noch andere Beimengungen, namentlich eine solche chloritischer Natur, beitragen und wie es in der »phyllitischen« Schieferzone zu so ansehnlicher Verbreitung gelangt.

Als krystallinische Ausscheidungen sind in der schieferigen oder gleichmässig dichten Grundmasse entwickelt: Feldspath, zumeist wohl Orthoklas, doch nicht mit völligem Ausschluss eines plagioklastischen Feldspaths und Quarz; ersterer meist in unvollkommenen Krystallen, letzterer in krystallinischen Körnern. Ein Glimmermineral, welches allem Anschein nach dem Sericit am nächsten steht, und in flaserigen Lamellen zugegen ist, gehört wie es scheint wesentlich mit zur Constitution der Porphyroide, ist aber in höchst wechselnder Menge zugegen; selbst in massig-compacten, gar nicht mehr an Schiefer erinnernden Porphyroiden, resp. Partieen einer porphyroidischen Einlagerung pflegen sericitische Flasern nicht ganz zu fehlen.

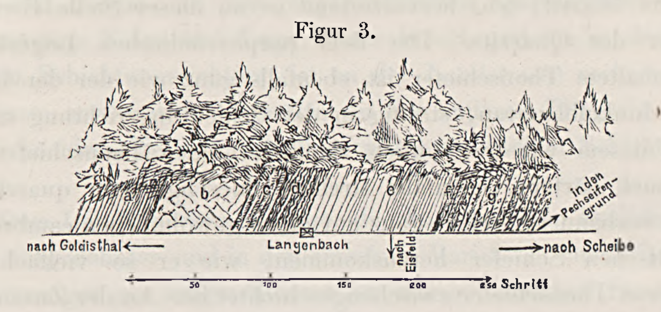
Die krystallinischen Feldspath- und Quarzausscheidungen in einer Art von Grundmasse bedingen die äussere Aehnlichkeit mit Porphyren, welche diesen Gesteinen in wenigstens sehr vielen ihrer Abarten eigen ist; die schieferige Structur, welche entweder schon im Aussehen der Grundmasse, mindestens doch in dem des ganzen Porphyroidlagers zum Ausdruck gelangt, und in mineralogischer Hinsicht schon die sericitische Flaser bedingen die innere Verwandtschaft mit Schiefer.

In dem Mengenverhältniss der krystallinischen Ausscheidungen unter einander und zur Grundmasse, in der mineralischen Beschaffenheit der letzteren, in der stärkeren oder geringeren Entwickelung des sericitischen Antheils, in der Structur finden nun aber wie gesagt die grössten Mannichfaltigkeiten statt; daher die grosse Reihe der Varietäten. Immerhin bleiben in den meisten Fällen soviel gemeinsame Charaktere und verbindende Elemente in dem Habitus dieser Gesteine, dass ihre Zugehörigkeit zu den »Porphyroiden« sich schon im Ansehen des Handstücks, noch besser allerdings an der natürlichen Lagerstätte kundgiebt; in einzelnen Fällen allerdings bilden sich Uebergangsstufen zu anderen Schiefergesteinen heraus, so dass man in Zweifel kommen kann, ob man das fragliche Object noch als Porphyroid gelten lassen soll oder nicht.

Wir wollen an einigen bestimmten Beispielen die gegebenen Andeutungen über unsere thüringischen Porphyroide etwas näher ausführen.

Ein schon seit längerer Zeit bekanntes Porphyroidvorkommniss ist das von Langenbach im oberen Schwarzathal[1]) (vgl. Fig. 3).

Figur 3.



Porphyroid-Vorkommen bei Langenbach:

a. Thonschiefer,
b. Massiges Porphyroid,
c. Thonschiefer und Quarzit,
d. Flaseriges Sericitschiefer-Porphyroid mit Zwischenlagen von sericitischem Schiefer,
e. Thonschiefer,
f. Gangförmiger Feldspath-Porphyrit,
g. Dunkeler Thonschiefer mit dunkelem Quarzit und quarzitischem Schiefer z. Th. wulstig verwachsen. Dazwischen lose Porphyroid-Fragmente.

Die an der rechten Thalseite hinführende Landstrasse und ein vom Ausgang des Pechseifengrundes in NW.-Richtung bergan führender Waldweg geben gute Aufschlüsse. Nach diesen, in Verbindung mit der Specialaufnahme des umgebenden Terrains erscheint das Porphyroidvorkommen innerhalb, resp. am NW.-Rand einer grösseren Quarziteinlagerung im cambrischen Thonschiefer. Die porphyroidischen Schichten selbst werden nun aber wieder unterbrochen oder enthalten Zwischenmittel von Quarzit, quarzitischem Schiefer und Thonschiefer, und diese verschiedenen Elemente zusammengenommen bilden in enger Verbindung ein zusammengesetztes Ganze, die porphyroidische Gesammtlagermasse. Der Quarzit

---

[1]) An der Grenze von Blatt Steinheid und Breitenbach der Generalstabskarte 1 : 25000.

Die Vorkommnisse bei Langenbach, am Reichenbach und am Bärentiegel sind schon von H. Credner sen. im Neuen Jahrb. f. Min. etc. 1849, p. 13 ff. beschrieben worden.

ist derselbe wie im umgebenden Quarzitlager und wie er sonst als Zwischenschichten und Zwischenlager des cambrischen Thonschiefers auftritt; sehr hervortretend ist an dieser Stelle Breccienstructur des Quarzits. Der dem porphyroidischen Lagerkörper eingeschaltete Thonschiefer ist ebenfalls ganz wie der der Umgebung, dunkelblaugrau, streifig in der Schichtungsrichtung u. s. f.; neben diesem wie gewöhnlich ziemlich milden Thonschiefer sind aber auch härtere, ebenfalls streifige, kieselige oder quarzitische Lagen vorhanden, welche ganz auf einen gewöhnlichen cambrischen quarzitischen Schiefer herauskommen, wie er so vielfach dem weicheren Thonschiefer zwischengeschichtet ist. An der Zusammensetzung der eigentlich porphyroidischen Lagertheile betheiligen sich wie gewöhnlich eine dichte, felsitähnliche Masse, Quarz, Feldspath und ein sericitisches Mineral; letzteres theils sehr zurücktretend, nur in Form dünner Lamellen und Flasern zwischen dichter, weisser Grundmasse (die hier mehr dichter Feldspathsubstanz als hartem, kieselreichem Felsit gleicht und krystallinische Quarzkörner enthält) — theils stärker zwischen eben solcher Masse entwickelt und schon ein flaseriges Gefüge bewirkend — theils ganz vorwaltend und mit den eingestreuten krystallinischen Feldspath- und Quarzkörnern ein schieferiges Flaserporphyroid constituirend. In dem Aufschluss an der Landstrasse kommt sogar diese weiche, talkähnliche, ölgrüne, wohl als sericitisch anzusprechende Mineralsubstanz, welche bei diesem wie bei so vielen anderen unserer thüringischen Porphyroide eine so hervorragende Rolle spielt, rein für sich, ohne Quarz und Feldspath, in Form dünner Zwischenlagen vor. An den nicht oder nur wenig mit den talkähnlichen Flasern verwachsenen, dementsprechend mehr massig erscheinenden Porphyroidpartieen macht sich wie beim Quarzit, häufig die Breccienstructur geltend. — Was den Quarz betrifft, so ist er, abgesehen von seiner Betheiligung in Körnerform an der Zusammensetzung der Porphyroidmasse gar vielfach in schichtigen Lagen und in dünneren und dickeren Adern ausgeschieden, derart, dass man solche Quarzadern nicht für secundären Gangquarz, sondern für primäre, bei dem Process der Gesteinsbildung im Ueberschuss vorhandene, und in während der allmählichen Verfestigung ent-

stehende Risse abgelagerte Kieselmasse halten möchte[1]). Seine Farbe ist nicht die des weissen Gangquarzes, sondern mehr bläulich, und ebenso die der porphyroidischen Quarzkörner. — Die regelmässige Folge und Lage dieser Schichtgesteine in der allgemeinen Schichtungsrichtung ist an der Landstrasse recht wohl zu erkennen, sowie auch gegenüber an der anderen Thalseite, hinter der Schneidemühle, wo dieselben porphyroidischen Schichten anstehen.

Dem Langenbacher Porphyroidvorkommen sehr ähnlich, dabei noch ausgedehnter und in den einzelnen Varietäten mannichfaltiger, doch weniger gut aufgeschlossen ist das in derselben Streichrichtung weiter NO. gelegene Vorkommen am Jagdschirm, an der NO.-Seite des Wurzelberges. Auch hier sind die Porphyroidschichten innerhalb eines Quarzitlagers im Bereich des cambrischen Thonschiefers entwickelt. Fortwährend wiederholt sich zwischen porphyroidischem Gestein Quarzit, dem sich auch hie und da dunkeler Thonschiefer zugesellt. Sehr stark ist auch hier jenes Flaserporphyroid entwickelt, dessen Hauptmasse der ölgrüne oder gelbliche, »talkähnliche« resp. sericitische Schiefer ausmacht, welchem Quarzkörner und Feldspathkörner, resp. -krystalle eingewachsen sind. Breccienstructur des Quarzits und Porphyroids stellt sich öfters ein. Massige Quarzblöcke sind im Bereich der Porphyroidbildung und des angrenzenden Quarzites sehr verbreitet; sie mögen Trümmer sehr beträchtlicher Quarzausscheidungen sein. Die Zahl der porphyroidischen Modificationen und Uebergangsstufen zu anderem Schiefer ist im Gesammtbereich dieses Lagers schon recht gross: Die sehr schieferigen Varietäten, welche Uebergänge zu Sericitquarzitschiefer und körnigflaserigen Sericitquarzit bilden, wobei zuletzt deutliche Feldspathbeimengung fehlt, stellen sich besonders abwärts am Gehänge ein, nach dem Brechborntiegel und Unteren Wurzeltiegel zu, sowie noch weiter westlich, wo die porphyroidischen Einlagerungen in Quarzit überhaupt sparsamer und weniger geschlossen auftreten, und der Thonschiefer

[1]) Also nach Art der »Ausscheidungsgänge« oder der »Primär-« oder »Durchwachsungstrümer« im Sinne Lossen's, welche den »Secundär-« oder »Gangtrümern« gegenüberstehen.

gegen den Quarzit zunimmt; auch bei diesen Modificationen findet sich ab und zu noch Breccienstructur; so umschloss ein Block Sericitquarzitschiefer fast eckig umrandete Brocken von gleichmässig körnigem Quarzit und von grosskörnigem Porphyroid. — Könnte man eine genaue Verzeichnung einer so ausgedehnten und mannichfaltigen porphyroidischen Lagermasse ausführen, so würde sich ein sehr buntes, wechselvolles Bild, nach Gestein und Structurformen im Grossen und Kleinen ergeben.

Besonders massige, z. Th. ganz an Eruptivgesteine erinnernde Gestaltung und dabei nur beschränkten Umfang besitzen die Porphyroidvorkommnisse am Ausgang des Reichenbachs in das Katzethal, und nahe dabei dasjenige am Bärentiegel mit seiner nur durch die Thalerosion abgeschnittenen Fortsetzung gegenüber, im Katzethal. Auch diese Porphyroide liegen, das erstere am Rande, das zweite ganz in einem Quarzitlager, dessen Quarzit allerdings wie gewöhnlich mit etwas Thonschiefer wechsellagert.

Dasjenige am Reichenbach hat einerseits eine fast durchaus massig ausgebildete Partie mit felsitischer Grundmasse und sehr zurücktretender Sericitflaser, und andererseits eine ganz vorwiegend schieferige Partie, wo im Gegensatz zu obiger der Sericit vorwaltet und geradezu als Sericitschiefer auftritt, in welchem besonders Quarz, weniger Feldspath in krystallinischen Körnern ausgeschieden ist, wobei die Structur eine körnig flaserige ist und das Ganze einem Sericitgneiss nahe kommt. Die massige Partie besitzt Ansehen und Felsbildung eines krystallinischen Massengesteins, wobei sich immerhin eine mit der Schichtung der umgebenden Schiefermassen, wie der schieferigen Porphyroidpartie ungefähr gleichlaufende, steilstehende Absonderung oder Abklüftung bemerklich macht, und fast plattenförmige Quarzlagen in derselben Richtung, also schichtig durchsetzen, während andere Trümer des reichlich vorhandenen Quarzes auch anderen Richtungen folgen; sericitische Lagen fehlen nicht ganz und sind stellenweise in grösserer Reinheit ausgeschieden.

Noch massiger erscheint das schon genannte, als Steinbruch benutzte, Porphyroid am Bärentiegel; eine ca. 70′ hohe, an der Strasse ca. 60 Schritt breite, unregelmässig zerklüftete Felsmasse,

welche ganz den Eindruck eines krystallinischen Massengesteins hervorbringt; Gestein compact, äusserst hart, splitternd, mit dem Hammer funkend, Grundmasse felsitisch, von blaugrauer oder röthlicher Färbung mit zahlreich ausgeschiedenen Quarzkörnern, sparsamen Feldspäthen, Sericitlamellen und -flasern sehr zurücktretend; die Grundmasse zeigt öfters verschieden gefärbte, meist dunkelere und lichtere, vielfach wellige und verschwommene Streifung, die an die Fluidalstructur mancher Quarzporphyre erinnert, und solchen kann das Gestein in einzelnen sericitfreien Theilen zum Verwechseln ähnlich werden; während andere in der Art der Vertheilung ihrer sericitischen Zwischenhäute und eines diesen sich zugesellenden Schwefelkiesgehaltes, bei zugleich etwas rauher Grundmasse sehr an den Quarzit des Werragrundes am Frohnberg erinnern. Breccienbildung ist auch diesem Porphyroidvorkommen nicht fremd, sie findet sich am oberen Ende desselben: Quarzbrocken verkittet durch felsitische Masse oder felsitische Brocken durch ebensolche Masse verbunden. Auf der entgegengesetzten Thalseite steht die Fortsetzung des Porphyroids in Felsen an, hier z. Th. mit etwas rauhkörniger, quarzitischer Grundmasse; ihr südwestliches Ende ist durch ein schmales Zwischenlager von sericitischem, mit felsitischer Masse lagenweise verwachsenem Schiefer angedeutet, der auch z. Th. eine gewissen Wetzschiefern sehr ähnliche Beschaffenheit annimmt, und von Thonschiefer mit Quarzit umgeben ist.

Die etwas weiter aufwärts im Katzethal, an der N.- und NO.-Seite des Lindigkopfs und gegenüber vorkommenden Porphyroide sind in der Hauptsache flaserige bis flaserigkörnige Sericitschieferporphyroide. Die dunkele Färbung mancher derselben scheint von der Beimengung sehr zahlreicher kleiner, glänzender Magneteisenpartikel herzurühren. Sie treten weniger geschlossen, als in schichtigem Wechsel mit Quarzit und Thonschiefer, resp. einem Quarzitthonschieferwechsel als Zwischenschichten eingeschaltet auf. Die porphyroidischen Lagen können ganz dünn werden und es lassen sich an einigen Stellen — so einige hundert Schritt an der Landstrasse im Katzethal oberhalb Ausgang des Frauenbachs; auch am Beginn des Weges, der vom Ausgang des Höllethals an der Ostseite des Lindig hinaufführt — Handstücke schlagen, an

welchen flaserigkörnig sericitisches Schieferporphyroid, Quarzit und dunkelblaugrauer Thonschiefer schichtig verwachsen und von Transversalschieferung durchsetzt sind, und ein Schiefergestein ergeben, zu welchem sich an anderen Stellen im cambrischen Schiefergebiet, fernab von so deutlichem Zusammenhang mit Porphyroidbildung in grösserem Maassstab, Analogieen finden, in Form von Zwischenschichten des gewöhnlichen Thonschiefers[1]).

Die bisherigen Beispiele behandelten solche Porphyroidvorkommnisse, welche im Bereich von Quarzitlagern, oder mit Quarzit wechselndem Thonschiefer liegen. Eben diese Vorkommnisse zeichnen sich vor anderen durch ihren Umfang aus, wogegen sie im Streichen nicht lange aushalten. Es wurde der innige Verband und häufige Wechsel hervorgehoben, der zwischen den porphyroidischen, quarzitischen und thonschieferigen Lagertheilen zu herrschen pflegt. Aber auch lithologisch finden, wie uns fortgesetzte Beobachtungen über die mancherlei Abstufungen der hierhergehörigen Gesteine unzweideutig zu ergeben scheinen und oben bereits angedeutet, nahe verwandtschaftliche Beziehungen zwischen dem Gestein der Porphyroide und Quarzite statt. Schieferige Porphyroidvarietäten können in Sericitquarzitschiefer und in körnig-flaserigen Sericitquarzit verlaufen; die sericitische Flaser erscheint nämlich häufig genau in derselben Weise in Quarziten und Quarzitschiefern wie in Porphyroiden, und durch phanerokrystallinische Quarzkörner, die manchmal in dichter Quarzitmasse ausgeschieden sind, kann die Aehnlichkeit auf Seite des Quarzits gesteigert werden, besonders mit solchen Porphyroiden, deren felsitische Grundmasse etwas rauh und dabei arm an Feldspatheinsprengungen ist[2]). Auch

---

[1]) Es mag beiläufig bemerkt werden, dass die fast feinkörnig flaserigen — kleine Feldspath- und Quarzkörner in der flaserig sich durchwindenden sericitischen Masse — Schieferporphyroide des Katzethals auf abgewittertem Querbruch, wo die Feldspäthe roth erscheinen und der sericitische Antheil wenig hervortritt, fast das Ansehen eines Arkosesandsteins annehmen können.

[2]) In der oberen Schwarzagegend finden sich einigemal als schmale Einlagerungen im herrschenden Schiefer eigenthümliche Sericitquarzschiefer, so am Hang östlich von Katzhütte; man beobachtet hier einen sehr feinkörnigen Quarzschiefer, der von glänzenden sericitischen Häuten durchzogen ist, während der körnige Quarz von Stelle zu Stelle zu krystallinisch glasigem oder weissem Quarz

derbere sericitische Schalen sind manchmal ganz so zwischen die massigen, compacten, felsitischen Bänke mancher Porphyroidvorkommnisse eingeschaltet, wie zwischen massige Bänke mancher Quarzite, in welchem Falle dann die Gesteinsmasse selbst frei von sericitischen Flasern zu sein pflegt [1]).

Die Porphyroide der älteren Schieferzone unseres Gebirges unterscheiden sich petrographisch nicht wesentlich von den oben beschriebenen der Thonschiefer- und Quarzitzone, es sei denn, dass dort mehr solche vorkommen mit schieferig-felsitischer Grundmasse und noch mehr solche mit phyllitischschieferiger Grundmasse, welch' letztere in ihrem Ansehen einem Phyllitgneiss oder einem »Feldspathphyllit« nahe kommen können [2]). Die krystallinischen Einsprenglinge und die sericitische Flaser sind dieselben wie bei

---

in Knauern oder Linsen verschmilzt, was eine Aehnlichkeit mit porphyroidischem Gestein bewirkt. Am Vitzberg, SO. von Breitenbach, in der phyllitischen Schieferzone, kommt eine ganz ähnliche Einlagerung vor und diese erscheint wiederholt in derselben Streichrichtung weiter nach NO., wo sie in ein ächtes Porphyroidlager übergeht, resp. mit ihm zusammenhängt. — Andererseits ist schieferigen Porphyroiden mitunter eine quarzitisch aussehende Grundmasse eigen; so am Oelzer Stieg, SSO. von Breitenbach, in der phyllitischen Schieferzone, wo ein Schwarm schieferiger Porphyroide mit felsitisch bis quarzitisch erscheinender Grundmasse auftritt, welche neben sericitischen Häuten und Flasern auch kleine, nicht zahlreiche Quarz- und Feldspathausscheidungen enthalten. Im Quarzitlager am Grossen Wulst (in der cambrischen Thonschieferzone) bildet sich porphyroidisches Gestein dadurch heraus, dass neben sericitischen Flasern auch feldspathige Schmitzen sich in den Quarzit einlegen; derartige Stücke liegen hie und da vereinzelt zwischen reinem Quarzit in dem Quarzittrümmerwerk.

Auch Richter (»Thüring. Porphyroide« p. 8) vermuthet eine gewisse Beziehung der Porphyroide zum Quarzfels.

[1]) Beispielsweise enthält das Quarzitlager an der Cursdorfer Koppe als Zwischenlager eine sehr sericitreiche Modification des Quarzits und es gleicht die Art und Weise, wie anscheinend reine, schieferige bis faserige Sericitsubstanz theils in Flasern mit dem Quarzit verwachsen, theils in derben Schalen zwischen demselben abgelagert vorkommt, und sich weiterhin mit dem in Trümern im Quarzit ausgeschiedenen Quarz verbindet, völlig der Art und Weise, wie derselbe Mineralkörper in den porphyroidischen Zwischenlagern der Quarzite und Thonschiefer zu erscheinen pflegt.

[2]) Derartige Vorkommnisse z. B. am Schwemmbach und am Gräfenborn, NW. am Schwarzathal (Bl. Breitenbach). — Oefters finden sich in hierhergehörigen Porphyroiden die bekannten Feldspäthe mit abgerundeten Kanten, z. B. bei dem ausgezeichneten Porphyroidvorkommen von Waffenrod (Bl. Eisfeld).

den sonstigen Porphyroiden. Auch hier ist es Regel, dass die porphyroidische Einlagerung nicht nur aus einer, sondern aus mehreren Varietäten sich zusammensetzt, welche gewöhnlich zum Theil der Gruppe mit massig krystallinischer, zum Theil der mit schieferiger Structur angehören. Mehr als die porphyroidischen Einlagerungen der cambrischen Quarzitlager verhalten sich jene älteren Porphyroide als schmale Zwischenlager, die sich auf eine grössere Strecke im Fortstreichen verfolgen lassen; oder sie gruppiren sich zu ganzen Schwärmen kleinerer Vorkommnisse, die ebenfalls eine gewisse Erstreckung in der Streichrichtung besitzen; wie dies namentlich in den betreffenden Schieferzonen der Schwarzagegend (Section Breitenbach der Gen.-St.-Karte) die Specialaufnahme ergeben hat, während es weiter im SW., wo jenseits der Rothliegenden-Porphyritdecke von Neustadt a. R. und Masserberg dieselben Schieferzonen in der Gegend des Biberthals fortsetzen, minder deutlich hervortritt, z. Th. vielleicht nur wegen minder deutlicher Aufschlüsse. Doch lässt sich auch in der erstgenannten Gegend bei benachbarten, in derselben Streichlinie gelegenen Porphyroiden, selbst bei genügenden Aufschlüssen, ein directer Zusammenhang nicht immer nachweisen; so dass man in solchen Fällen auf die Vorstellung kleinerer, geschlossener Lagerkörper geführt wird, welche vielleicht die Gestalt der Quarzlinsen in grösserem Maassstabe wiederholen; denn einen Zusammenhang in der Tiefe unter allen Umständen annehmen zu wollen, ist man bei dem wiederholten Auftreten solcher Fälle nicht berechtigt.

Ein besonders bemerkenswerthes Porphyroidvorkommen dieser älteren Schieferreihe ist dasjenige, welches dem Quarzphyllit im Hirschgrund bei Böhlen eingelagert ist. Wie gewöhnlich setzt sich dasselbe aus mehreren Gesteinsarten, die in enger Verwachsung eine gewisse Schichtenfolge bilden, zusammen, wie man dies sowohl am Wege als noch besser im Bach etwas oberhalb der Horizontale von 1400 Decimalfuss anstehend findet. Zunächst ein dichtes, felsitisches, hartes, mit dem Hammer splitterndes und funkendes Gestein von brauner, bis fleischrother Färbung, fast ohne krystallinische Ausscheidungen. Mit diesem dichten Gestein sind schichtig oder flaserig verwachsen sericitische Lamellen und Schalen,

die z. Th. sericitgneissartig werden können. Aufwärts, nach N., folgen eigenthümlich breccienartige Lagen oder Bänke, welche in schichtigem Wechsel und Verband mit compacten Lagen der erstgenannten Art eine 2 — 3 Meter starke Folge im Bereich der porphyroidischen Einlagerung bilden, und im Bach anstehend zu finden sind. Phyllitmasse und felsitische Porphyroidmasse erscheinen in diesen Bänken in unregelmässiger Weise schichtig flaserig durcheinander abgelagert; und das breccienartige Aussehen wird namentlich dadurch bedingt, dass besonders die phyllitischen Theile nebst den ebenfalls eingestreuten Quarzkörnern und unregelmässig umrandeten Quarzstücken trümer- und brockenartig aussehen, als wenn sie aus dem Verbande schon verfestigten Gesteins (wohl Quarzphyllits) wieder gewaltsam gelöst und in anderer Ordnung zusammengeschoben in den Verband dieses halbphyllitischen, halbporphyroidischen Gesteins eingegangen wären, bei welchem der porphyroidische Antheil hie und da als der verbindende erscheint [1]), im Uebrigen aber auch an dem klastischen Aussehen Theil nehmen kann, so dass 1) phyllitisches, 2) porphyroidisches und 3) auch wohl schon fertiges, halb phyllitisches, halb porphyroidisches Gestein zu solchen Lagen umgearbeitet worden wäre. Auf diese Bänke folgen dann noch einige ähnliche, bei welchen aber die Phyllitmasse ganz vorwaltet und die porphyroidisch felsitische Masse in Partikeln und Flasern zwischen durch erscheint; sie gehen über in den gewöhnlichen Quarzphyllit, der die porphyroidische Lagermasse umschliesst, indem sich vorher schon die feldspathhaltigen Quarzknauer jenes Gesteins eingestellt haben.

Wir haben dieses Vorkommen breccienartiger, porphyroidischer Schichten näher beschrieben, einmal weil dasselbe in seiner bankweise wechsellagernden Anordnung doch wohl auf ursprünglich sedimentäre Bildung deutet, was in genetischer Beziehung wichtig, und dann auch weil dasselbe geeignet ist hinüberzuführen zu gewissen andern Vorkommnissen, die wir ebenfalls noch den Schiefer-

[1]) Es finden sich in der That Stücke, wo deutlichste Trümmer von Phyllit oder phyllitisch-porphyroidischem Gestein durch dichte felsitische Masse wieder verbunden sind. (Auch beim Vorkommen am Gräfenborn, in der Streichlinie des Vorkommens am Hirschgrund, weiter SW.)

porphyroiden zurechnen möchten, die aber schon an der Grenze derselben stehen und schon ganz verwandt sind oder den Uebergang vermitteln zu jenen eigenthümlichen mit feldspathiger Substanz verwachsenen Schiefern von öfters halbklastischem Ansehen, wie sie in der von uns besonders unterschiedenen, zunächst auf die Phyllite folgenden Zone so reichlich vertreten sind, und weiter oben aus dem Schwarzathal in der Gegend von Katzhütte und andern Orten beschrieben wurden. Die nächsten Verwandten, petrographisch und wohl auch genetisch, zu eben diesen eigenthümlichen Schiefern sind, wie uns fortgesetzte Beobachtungen mit Deutlichkeit zu ergeben scheinen, in der That gewisse, an der Grenze der Schieferporphyroide stehende Gesteine, wie sie z. B. im Thal der Weissen Schwarza unweit Katzhütte und nahe dabei am Viehberg, und ähnlich im Katzethal an der NO. seite des Lindig ganz nach Art sonstiger Porphyroide, und z. Th. mit solchen verbunden im Bereich von Quarzitlagern, vorkommen; sie zeigen sericitische, thonschieferige und anscheinend felsitische Substanz in halbschichtiger, halbflaseriger Verwachsung, und dabei einen schwer zu beschreibenden, ans Klastische streifenden Habitus[1]); Feldspathkörner und Quarzkörner kommen eingewachsen vor. Sie erinnern einerseits an breccienartige Schieferporphyroide, wie sie oben aus dem Hirschgrund bei Böhlen beschrieben wurden, andererseits besitzen sie die unverkennbarste Verwandtschaft mit den Schiefern unserer zweiten Zone. Die Aehnlichkeit tritt allerdings für letztere zunächst nur soweit hervor, als deren Mischung eine grobe, mit dem blossen Auge leicht zu erkennende ist. Auf Grund fortgesetzter Beobachtungen dieser Analogieen und Uebergänge wurde schon früher bemerkt, dass die nächsten Verwandten

[1]) Verwandt hiermit sind vielleicht die von de la Vallée Poussin und Renard (»Ueber die Feldspath- und Hornblendegesteine der französischen Ardennen«, Auszug in Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. XXVIII, 1876, p. 764, 2. Absatz) angeführten porphyroidischen Gesteine. — Nach der Beschreibung genannter Autoren zu urtheilen stellen sich auch sonst in den Porphyroiden jener Gegend sehr viele Analogieen mit den thüringischen Vorkommnissen heraus; und nicht minder dürften solche mit den von Lossen aus dem Harz (Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. XXI, p. 295 ff.) beschriebenen Porphyroiden bestehen.

der genannten eigenthümlichen Schiefer bei den Porphyroiden zu suchen wären. —

Im Bereich der oberen Partie der cambrischen Thonschiefer und Quarzite spielen Porphyroide nur mehr eine sehr untergeordnete Rolle. Ganz fehlt es nicht an derartigen Gesteinen, doch erlangen sie nirgends eine grössere Ausdehnung[1]). Etwas mehr als in unserem Gebiete scheinen sie sich weiter östlich auch in dieser Zone noch vorzufinden: nach GÜMBEL[2]) gehen die Phycodenschichten der Gegend von Schmiedefeld, Reichmannsdorf, Gösselsdorf u. s. w. (unweit Gräfenthal) besonders durch Aufnahme von Orthoklas wiederholt in Porphyroide und granitartige Gesteine über, und wiederholt sich Aehnliches auch noch im Bereich des Fichtelgebirges.

Die schichtigen Quarzzwischenmassen der Schiefer.

Anschliessend an vorstehende Mittheilungen über die besonderen Zwischenlager oder Einlagerungen der phyllitisch-cambrischen Schieferzonen fügen wir noch einige Bemerkungen über den Quarz bei, der so oft als schichtige Zwischenmasse im gesammten Bereich dieser Schieferreihe angetroffen wird. Wir haben bereits gesehen, dass diese Mineralmasse in Form plattenförmiger, sphäroidischer, linsen- und scheibenförmiger Körper, als einzeln auftretende oder zu förmlichen Zwischenschichten aneinander gereihte Knauer, als Adern und Trümer, sowohl in den phyllitischen und cambrischen Schiefern, als in den besonderen Zwischenlagern enthalten ist; und

---

[1]) Ein derartiges Vorkommniss befindet sich z. B. am Erzberg im Siegmundsburger Forst, oberhalb des Truckenthaler Grundes (Bl. Steinheid), im Bereich der typischen, graugrünen, streifigen, cambrischen Thonschiefer. Das betreffende Gestein gleicht sehr gewissen Mittelgesteinen von schieferigem Porphyroid und Quarzit, wie sie bei dem ausgedehnten, weiter oben beschriebenen Porphyroidvorkommen am Jagdschirm erwähnt wurden; es erinnert aber auch an gewisse Modificationen granitischer Einlagerungen.

[2]) a. a. O. p. 421 ff., 432, 106, 378.

dass diese lagerhaft auftretenden Quarzmassen, selbst mit Einschluss mancher etwas schräg sich abzweigender Trümer (wie bei den Porphyroiden) gewiss als ursprüngliche Bildungen anzusehen sind, dass sie Abscheidungen darstellen von im Ueberschuss bei der Gesteinsbildung resp. -verfestigung vorhandener, und bei diesem Prozesse vielleicht in Wirksamkeit gewesener Kieselsäure. Die Gesammtmenge dieses bis in die oberen cambrischen Schichten sich wiederholenden Quarzes ist äusserst bedeutend und bildet gewiss den grösseren Theil der massenhaften Quarzblöcke und sonstigen Quarztrümmer, die so vielfach, selbst im Bereich der weicheren Thonschiefer wiederkehren; der Rest muss von secundären Quarzkluftausfüllungen und -gängen herrühren. Wir bemerken hier, dass deutliche Gangbildungen sich im Bereich unseres Gebietes nur wenig geltend machen, am wenigsten solche von bedeutender Erstreckung und Mächtigkeit.

Es sei gestattet, hier noch die Beschreibung eines sehr typischen Vorkommens anzuschliessen, bei welchem Quarz als schichtige Zwischenmasse des Schiefers, und zwar hier des höheren cambrischen, grünlichen Thonschiefers vorkommt[1]). Er bildet hier mehrere Zwischenbänke von je einigen Decimeter Stärke. Diese Quarzbänke bestehen eigentlich aus aneinander gereihten, etwas unregelmässig geformten, grossen Knauern, die ineinander verfliessen, doch so, dass die Oberfläche der Lage oder Bank wulstig höckerig wird, und die Rinnen oder Vertiefungen zwischen den Höckern in gewissen Richtungen fast zusammenfallen; das Ganze gleicht so in grösserem Maassstab den Markasitschwarten, wie sie im Kulmdachschiefer vorkommen und durch Zusammentreten dicht gedrängter Knollen zu verstehen sind; und die einzelnen Theile der Quarzschwarte lassen sich auch mit den Quarzknauern des Quarzphyllits vergleichen. Die dem Quarz zunächst anhaftende

---

[1]) Das Vorkommen war durch einen Steinbruch auf grünlichen Dachschiefer sehr günstig aufgeschlossen, an der Strassenbiegung ca. 200′ über Unterweissbach (Section Königsee). Die Schichtung fällt hier SO. ein, die Schieferspaltung oder Transversalschieferung wie gewöhnlich NW. bis NNW. Eine der deutlichst in der Schichtung liegenden Quarzbänke war auf ein grosses Stück ihrer Oberfläche entblösst.

grüne Thonschiefersubstanz schmiegt sich allen Unebenheiten innig an und bildet so gekrümmte Schalen, welche jene Vertiefungen ausfüllen; sie ist weicher als der umgebende Schiefer und bröckelt leicht ab[1]. Wie bei den Quarzknauern des Quarzphyllits wurde auch bei der in Rede stehenden Quarzzwischenschicht viel Chlorit, besonders an den Berührungsstellen von Quarz und Schiefer, bemerkt, sowie weisse Glimmerschüppchen auf feinen Klüften des Quarzes, während Feldspath nicht beobachtet wurde. Auch sonst wurden Feldspatheinschlüsse in den Quarzzwischenmassen des gesammten cambrischen Schiefers nur wenig beobachtet, im Gegensatz zu den Quarzknauern des Quarzphyllits; Chloritbildung dagegen ist durchweg verbreitet.

Eine analoge und genetisch verwandte Bildung zu den schichtigen Quarzzwischenmassen der phyllitisch-cambrischen Schiefer dürften auch die Quarzitsphäroide des untersilurischen und des Culm-, Griffel- und Dachschiefers darstellen.

Lagerungsverhältnisse und Gebirgsbau.

Entwerfen wir im richtigen Verhältniss von Grundlinie und Höhe, und den Meeresspiegel als Grundlinie genommen, ein Querprofil in SO.—NW.-Richtung durch unsere Schieferreihe, etwa von Augustenthal bei Hämmern unweit Sonneberg, wo das Untersilur sich auf die Phycodenschiefer auflegt, nach Unterneubrunn im Schleusethal, so erhalten wir eine Figur, deren horizontale Dimension, schon vor Unterneubrunn, etwa bei Schnett, mindestens 20mal so gross ist als die mittlere Höhe. Ganz ähnlich würde sich ein weiter nach NO. entworfenes Profil, etwa aus der Gegend von Ernstthal über Neuhaus am Rennsteig nach Katzhütte und Breitenbach verhalten.

[1] Es ist wohl denkbar, dass diese, die Vertiefungen der Quarzschwarten zunächst erfüllende, weiche, bröckelige Masse von dem ursprünglichen Zustande noch jetzt mehr bewahrt hat, als die umgebende Schiefermasse, auf welche der Vorgang der Transversalschieferung eingewirkt hat, und die eben deshalb in ihren physikalischen Eigenschaften verändert worden ist.

Lassen wir in diesem Profil den nordwestlichsten Theil ausser Acht, welcher nach unserer früher dargelegten Auffassung eine Schichtenwiederholung jenseits der als Sattel erscheinenden Phyllitzone enthält, und nehmen wir letztere zum Ausgang, so gelangen wir, von NW. nach SO. schreitend, im Allgemeinen stets aus älteren in jüngere Schichtenfolgen: eine Wiederholung grösserer Schichtencomplexe liegt, nach allen bisher durch die Specialaufnahme gewonnenen Resultaten, nicht vor.

Mehrfacher Wechsel im Einfallen der Schichten, sowohl nach Weltgegend als nach Neigungswinkel, lässt nun aber auf das Vorhandensein wiederholter Faltungen schliessen — wie solche in den alten, über weite Strecken mit vorherrschend steiler Schichtenstellung ausgebreiteten Formationen allenthalben so gewöhnlich sind; solche müssen auch in den alten Schiefersystemen Thüringens und der geologisch gleichgearteten Nachbargebiete existiren, und sind besonders da überzeugend nachzuweisen, wo die Faltenumbiegungen sichtbar werden[1]).

Wenn nun in unserem Profil einerseits von NW. nach SO. stets jüngere Schichtencomplexe sich folgen, andererseits Faltungen vorliegen, so erhellt, dass diese Faltungen einen Grössenmaassstab nicht überschreiten, bei welchem sie noch innerhalb der einzelnen Schichtencomplexe verlaufen, oder auch nur eines Theiles derselben; während weiter ausholende Falten, welche grössere Schichtenfolgen in derselben Horizontalen sich wiederholen lassen, in unserer idealen Profilfigur nicht zur Anschauung kommen, und noch weniger

[1]) Im Bereiche der genannten Profilschnitte sind freilich Faltenumbiegungen selten zu sehen, da es an günstigen Aufschlüssen fehlt, wie sie im Waldgebirge sich meist nur in tief und steil einschneidenden Thälern oder bei grösseren künstlichen Entblössungen darbieten. Auch fehlt es andererseits in unserer Schichtenreihe an lithologisch ausgezeichneten, nur je einmal vorhandenen Schichten, welche unzweifelhaft wiederzuerkennen und zur bequemen Orientirung aufwärts und abwärts, zur Erkennung von Schichtenwiederholungen dienen könnten (in der Art z. B. wie die Conglomeratbank, welche Hicks, Quart. Journ. Geol. Soc. 1875, p. 167 ff., aus den cambrischen Schichten von St. Davids in S.-Wales angiebt). — Dass bei den wiederholten Faltungen auch Verwerfungen resp. Ueberschiebungen in der Richtung des Streichens vorkommen können, und zwar von verschiedenem Grade der Intensität, ist nur zu erwarten; solche Verwerfungen sind aber im Schiefergebirge noch schwieriger nachzuweisen, als Falten.

jene grossartigen Biegungen, an welchen ganze Formationen Theil nehmen [1]).

Während also in unserem idealen Profile die Grösse der Faltungen aufwärts beschränkt erscheint, ist sie dies abwärts viel weniger. Namentlich nimmt in der phyllitischen und zum Theil auch schon in der halbphyllitischen Zone die Faltung im kleinen und kleinsten Maassstab so zu, dass uns nur mehr engste Zusammenstauung und -stauchung der Schichten, kaum mehr grössere Auf- und Abschwankungen entgegentreten. Es ist ferner hervorzuheben, wie die Faltungen verschiedener Grade oder Abstufungen neben einander her gehen; so dass in einer grossartigen Biegung eines ganzen Complexes viele kleinere der einzelnen Schichten, und in diesen wieder viele kleinste der einzelnen Lagen enthalten sein können.

Dass übrigens auch jene, in sehr grossem Maassstab angelegten, und dabei nach verschiedenen geotektonischen Richtungen angeordneten Sattel- und Muldenbiegungen in unserem azoisch-paläozoischen Schichtengebäude thatsächlich vorhanden sind, sobald wir über die Grenzen unseres Profils hinausgehen und das Gebirge in seiner ganzen Ausdehnung ins Auge fassen, — dies zeigt, abgesehen von jenem Wiedererscheinen cambrischer Schichten im äussersten NW., schon ein Blick auf den Verlauf und die wiederholten Ausstriche der einzelnen Formationen, wie sie auf der Karte des Thüringischen Schiefergebirges von Richter dargestellt sind. So muss denn auch der Ausstrich der silurischen und devonischen Schichten am SO.-Ende unseres Profils, der von Hämmern-Augustenthal nach Steinach etc. zieht, Theil einer solchen grossen Biegung sein und seine Fortsetzung nach NW. über unser cambrisches Gebirge hin gehabt haben, nur dass dieselbe mit so vielem Andern durch Denudation verschwunden ist; so wie anderer-

---

[1]) Ausgenommen die Wiederholung der cambrischen Schichten ganz im NW., jenseits der Phyllitzone.

Wir brauchen den Ausdruck »Falte«, »Faltung« hier in etwas allgemeinerem Sinne, wo er auch einfachere Biegungen, Wellen, Sattel- und Muldenbildung in sich fasst; eine Falte im engeren Sinne würde drei parallele Stücke, durch zwei Umbiegungen verbunden, verlangen.

seits die Fortsetzung nach SO. in der Tiefe unter den zusammengefalteten Culmschichten zu suchen ist[1]).

Wenn sich, wie erläutert, in unserem idealen Querprofil durch die cambrisch-phyllitische Schieferreihe grössere Schichtencomplexe nicht wiederholen, so führt das nothwendig auf die Vorstellung einer sehr bedeutenden Mächtigkeit des Ganzen, wie schon der petrographisch unterscheidbaren Abtheilungen; gegen welche Vorstellung keine principiellen Bedenken vorliegen werden.

Verlängern wir unser ideales Querprofil nach SO., so erscheinen die Schichten des Silur und Devon in rascher Folge; in horizontaler Richtung nehmen sie nur eine sehr kurze Strecke ein, wenn wir sie mit dem cambrischen Profil vergleichen; weiter noch treten wir in das Gebiet der Culmbildung, welche nun ihrerseits wieder auf eine sehr grosse Länge anhält und in dieser Beziehung dem cambrischen Schichtengebiet gleicht, jedoch Sattel- und Muldenbildung viel deutlicher hervortreten lässt[2]).

Unser Querprofil und seine angedeutete Verlängerung nach SO. greift nicht in Gebiete, wo sich in der Anordnung der Falten die hercynische SO.—NW.-Richtungslinie als vorherrschend oder auch nur als untergeordnet neben der erzgebirgischen geltend macht, ein Verhalten, wie es etwas weiter nach O. in der Gegend von Gräfenthal sich schon deutlich einstellt; die Faltungen verschiedenen Grades, welche von unserem idealen Querprofil geschnitten werden, stehen wesentlich unter der Herrschaft der erzgebirgischen tektonischen Richtung SW.—NO. Und wenn dabei, wie früher bemerkt, auf grössere Erstreckung überfaltete

---

[1]) Die nordwestliche Fortsetzung ist umsomehr anzunehmen, da in unseren Gegenden irgend welche Anzeichen für besonders litorale, abweichende Facies in den restirenden silurischen etc. Schichten nicht vorhanden sind.

Nordöstlich von unserem idealen Profilschnitt (Siehe die Richter'sche Karte) sind in der Gegend von Schmiedefeld silurische Schichten auf der cambrischen Unterlage erhalten, und ebenso als Theile einer grossen Einfaltung bei Wittgendorf und NO. von da.

[2]) So bemerkt auch Gümbel bei der geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges (l. c. p. 97), dass dort unter den Gebilden der palaeolithischen Periode jene der cambrischen und der präcarbonischen (Culm-) Reihe verhältnissmässig grosse Gebietstheile in Beschlag nehmen, die Schichten des Silur und Devon dagegen eingeengt erscheinen.

und überkippte Lage der Schichtenfolgen vorkommt, so ist dies eben eine Erscheinung, welche auch sonst mehrfach im thüringisch-fichtelgebirgischen Schiefergebiet, besonders im Gefolge bedeutender Ueberschiebungen, wiederkehrt. — Dagegen deutet der SO.—NW. gerichtete Verlauf des südwestlichen Schiefergebirgsrandes, welcher eine bedeutende Dislocationslinie darstellt, sowie verschiedene Störungslinien im Bereich des Schiefergebirges selbst — unter anderen jene schon einmal erwähnte, in deren Gefolge Zechstein und Buntsandstein bei Steinheid unvermittelt im Schiefergebiet erscheinen — auf die Wirksamkeit der hercynischen tektonischen Linie.

Was bisher im Allgemeinen über die Lagerungsverhältnisse unseres Gebietes gesagt worden ist, muss mit verschiedenen Daten stimmen, die sich aus der Lagerung einzelner Schichtenfolgen ergeben. So z. B. lassen sich schon die obersten cambrischen Schichten, die Schiefer mit Phycodes und die Quarzitbänke, welche einen zusammenhängenden Zug von Augustenthal bei Hämmern über Steinach und Lauscha hin, NO.wärts bilden, weiter nach NW. nicht mehr nachweisen, und ebensowenig die charakteristischen Schiefer der Thuringitzone und des untersten Silur; so dass also die etwaigen Faltenbiegungen, an denen ihre NW.-Fortsetzung Theil nahm, nicht so tief griffen, um im jetzigen cambrischen Gebiet weiter NW. sich theilweise erhalten zu haben.

Es ist bemerkenswerth, dass in der ganzen älteren, westlichen Hälfte des Gebirges ein sehr steiles, nach NW. gerichtetes Einfallen der Straten vorherrscht[1]). Dieses Einfallen beginnt schon bei den unteren cambrischen Thonschiefern und Quarziten vorherrschend zu werden. In dem südlichen Theil des Gebiets bezeichnet etwa eine Linie von Blessberg über Siegmundsburg den Beginn dieses Vorherrschens, während SO. davon südöstliches Einfallen vorwiegt. Es könnte dies Veranlassung bieten, einer Sattelbildung nachzuspüren und correspondirende Theile beider-

[1]) Dasselbe setzt sich auch noch jenseits Breitenbach über die phyllitische Zone hinaus fort; es ist dieses Einfallen also auf längere Erstreckung ein widersinniges.

seits wiederfinden zu wollen, was aber zu keinem Resultate führt, so wenig wie der weiter oben schon angedeutete Versuch, aus etwas abweichendem lithologischen Verhalten mancher Quarzit- und Schieferschichten, im NW. von jener Linie, eine besondere Unterabtheilung im cambrischen System bilden zu wollen. Man bleibt darauf hingewiesen, Vorhandensein und Wechsel vorherrschender Einfallrichtungen über grössere Strecken hin auch bei einem so im Einzelnen gefalteten Gebirge als Thatsache zu nehmen. Wie weit Verwerfungen, Ueberschiebungen in der Streichrichtung, Denudation von Luftsätteln hierbei im Spiele sind, bleibt immer hypothetisch; solches wird man aber bei graphischen Erläuterungen oder Constructionen, die man zur Erklärung eines vorliegenden Falles versuchen kann — wir verzichten darauf, solche hier vorzuführen — immer zur Hülfe herbeiziehen müssen.

Ueber das Auftreten der Transversalschieferung in den einzelnen Schieferzonen haben wir uns im Früheren schon ausgesprochen [1]).

Neben der Schieferung macht sich über den gesammten Bereich dieses Gebirges hin die Erscheinung der Parallelklüftung geltend. In der Regel tritt eine Klüftungsrichtung als entschieden vorherrschend auf, und zwar ist dies diejenige, welche quer zur Streichrichtung läuft, etwa in der Richtung NW.—SO.; dabei wechselt jedoch diese Richtung oft in nächster Nähe um mehr oder weniger Grade bald nach der einen, bald nach der andern Seite; das Einfallen dieser Klüftung ist dabei meistens steil, entweder nach NO. oder nach SW., und auch hierin zeigt sich sowohl nach dem Steilheitsgrad als nach der Weltgegend eine gewisse Veränderlichkeit, oft an nah zusammen gelegenen Stellen; so dass diese Klüftung immerhin eine viel geringere Constanz zeigt, als die Transversalschieferung. Weniger als die genannte Hauptklüftungsrichtung machen sich neben derselben noch 1 bis 2 andere derartige Richtungen geltend.

---

[1]) Von einer besonderen Darstellung des Streichens und Fallens der Transversalschieferung auf dem beigegebenen Kärtchen wurde abgesehen.

Einiges bezüglich der Bildungsvorgänge.

Wir wollen hier nicht tiefer in das schwierige und dunkele Gebiet der genetischen Vorgänge eindringen; nur der Vollständigkeit halber möge dasselbe kurz berührt werden; wobei wir zunächst Einiges über die allgemeinen Ablagerungsbedingungen zu sagen haben, und sodann unseren Standpunkt bezüglich der Bildung der besonderen Einlagerungen kurz darlegen wollen.

Sehen wir zunächst von den letzteren, den granitischen, porphyroidischen und amphibolischen Gesteinen ab, so sind wir zu der Annahme berechtigt, dass der gesammten Schieferreihe, welche wir in unserem Gebirge von den ältesten phyllitischen Schichten an aufwärts bis zur Silurgruppe entwickelt sehen, eine Sedimentbildung zu Grunde gelegen haben müsse, die ohne irgend welche wesentliche Unterbrechung vor sich gehend Schicht auf Schicht häufte. Wir haben keine Anzeichen von irgend welcher nennenswerthen Discordanz oder Transgression; keine eigentliche Conglomeratbildung liegt vor, welche eine stärkere, mit Festlandbildung verbundene Hebung erkennen liesse. Soweit einzelne Schieferschichten grössere klastische Theile einschliessen oder Breccienstructur ihnen eigen ist, lassen sich solche Trümmer von denselben oder wenig älteren Schichten ableiten, und eine Zerstörung neugebildeter Sedimente scheint demnach nie in ausgedehntem Maasse und am wenigsten an bedeutenden, über die Oberfläche erhobenen Theilen stattgefunden zu haben.

Damit steht denn auch in Uebereinstimmung, dass nirgends für eine bestimmte Zone oder Schichtenfolge des Ganzen eine wesentlich abweichende Facies hervortritt, welche sich etwa als Küstenbildung, oder als unter wesentlich verstärkten litoralen Bedingungen entstanden, deuten liesse: überall, wo ein gewisses stratigraphisches Niveau als solches wiederzuerkennen ist, oder wo bestimmte Schichten unter jüngeren auftauchen, so z. B. die Grenzschichten von Cambrisch und Silur, sehen sie ähnlich aus; und es gilt dies noch weit über den Bereich unseres Gebietes hinaus, ostwärts; so dass wir für die phyllitisch- cambrische Schieferreihe

in weiter Erstreckung sehr ähnliche bis gleiche Ablagerungsbedingungen in einem gemeinschaftlichen oder einheitlichen Bildungsraum anzunehmen haben werden.

Dabei scheinen, wenigstens für das cambrische System, verschiedene Anzeichen auf Ablagerung in wenig tiefem, mässig bewegtem Wasser zu deuten. Wir rechnen dahin die an ripplemarks erinnernde Oberflächenbeschaffenheit der Phycodenschiefer und ähnlicher älterer Schiefer; die discordante Parallelstructur, welche an cambrischen Thonschiefern, und auch Quarzit, sowie Wetzschiefer beobachtet wurde; auch darf wohl die klastische Beschaffenheit hier angeführt werden, welche in früher angegebener Weise wenigstens für einzelne Theile gewisser Schichten anzunehmen ist.

Soweit Quarzitlager, wie bei Steinheid u. s. w., mit Sandanhäufungen, Sandbänken in genetischen Zusammenhang gebracht werden dürfen, würden ihnen vielleicht besonders seichte Stellen — keine Küsten — zu Grunde liegen, an denen das gröbere, sandige Material unter der separirenden Wirkung von bestimmten Strömungsverhältnissen zusammengeführt wurde. — Es wurde bereits angeführt, dass bei einigen Quarzitlagern das Material in der That sehr deutlich und ziemlich grob klastisch werden kann.

Die sehr bedeutende Mächtigkeit, die für die ganze Schieferfolge nach Abzug aller Faltungen doch noch übrig bleibt, in Verbindung mit einer in wenig tiefem Wasser gedachten Sedimentirung, erfordert dann natürlich eine fortgesetzte allmähliche Senkung des gesammten, zusammengehörigen Bildungsraumes.

Die eigenthümliche Zwischenbildung der Thuringitschichten, welche wir an der Grenze von Cambrium und Silur sehen, dürfte ganz besonders eine Deutung auf Seichtwasserbedingungen gestatten, wegen des vielen klastischen und breccienartigen hier lagernden Materiales, und auch mit Berücksichtigung der so verbreiteten Oolithbildung des Thuringits, welcher vielleicht eine chemische Extraction abgelagerter Schichten voraufging. Es bezeichnet dieser Horizont zugleich eine Art Abschluss der vorherigen und eine Wendung zu etwas andern Ablagerungsbedingungen, weil wir in den nun folgenden untersilurischen Griffelschiefern

jedenfalls ein sichtlich anderes und anders abgelagertes Material erblicken als in den graugrünen cambrischen Schiefern.

Ueber dem gesammten, sich noch fortgesetzt senkenden Bildungsareal scheint vom Beginn der Ablagerung der Griffelschieferschichten an tieferes und ruhigeres, hie und da von Trilobiten belebtes Wasser gestanden zu haben, in welchem sehr homogene, schlammige, etwas mit organischer Substanz vermischte (wegen der sehr dunkelen Färbung) Absätze fast continuirlich und gleichmässig erfolgten; es sind nämlich im Griffelschiefer die Schichtflächen weniger zahlreich und schwieriger zu finden, und es besteht viel weniger Wechsel in dem sehr gleichmässig gemischten und sehr feinen Materiale dieses Schiefers; dabei sind die zwischendurch vorhandenen heterogenen Elemente, Quarzit und Schwefelkies, weit weniger in Gestalt förmlicher Zwischenschichten als von Sphäroiden und Concretionen vorhanden.

Was nun die besonderen Einlagerungen unserer Schiefersysteme betrifft, und zwar in erster Linie die granit- oder gneissartigen, sowie die porphyroidischen, welch letzteren sich naturgemäss jene eigenthümlichen Schiefer der untersten cambrischen, resp. halbphyllitischen Zone anschliessen, so muss Verfasser bekennen, dass er von den beiden bisher zu ihrem Verständniss gewählten Anschauungen oder Hypothesen der diagenetischen den Vorzug geben zu müssen glaubt.

Es ist Verfasser wohl bekannt, dass von competentester Seite[1]) für einen Theil der hier abgehandelten Gebirgsgegenden der metamorphische Standpunkt geltend gemacht worden ist. Ohne nun die zu Gunsten dieser Auffassung geltend gemachten Gründe zu unterschätzen, und ohne etwaiger eigener besserer Erkenntniss späterer Zeit vorgreifen zu wollen, möchte Verfasser seine derzeitige Ansicht doch dahin aussprechen: dass ihm auf Grund seiner bisherigen fortgesetzten Specialaufnahmen und Anschauungen

---

[1]) Vergl. Lossen, Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. XXVI, 1874, p. 896 ff. 902. — Auch H. Credner sen. im Neu. Jahrbuch f. Min. etc. 1849 p. 25 ff. und im »Versuch einer Bildungsgeschichte der geognost. Verh. des Thüringer Waldes«, 1855, p. 21, steht auf dem metamorphischen Standpunkt.

und mit Berücksichtigung der Lagerungs- und Massenverhältnisse der in Betracht kommenden Gesteine die diagenetische Auffassung immer noch als die einfachere, den natürlichen Verhältnissen sich leichter anpassende erscheint als die andere; jene Auffassung, welche auch Gümbel für analoge Gebilde des Fichtelgebirges an verschiedenen Stellen seines bezüglichen Werkes geltend macht.

Wir möchten dementsprechend die betreffenden Gesteine für solche halten, welche, abgesehen von den bekannnten secundären mineralischen Neubildungen auf Klüften u. s. w., wesentlich zu jener Zeit ihre vorliegende petrographische Beschaffenheit erlangt haben, welche auch die Bildungszeit für die sie umgebenden Schichten war; mit andern Worten, für solche, die nicht etwa in einer späteren Epoche, auf irgend welchen äusseren Anlass hin, einen bedeutenden Schritt vorwärts in ihrer lithologischen Entwickelung machten, während ihre Umgebung dies nicht that.

Unsere granitisch-gneissischen und porphyroidischen Gesteine noch insbesondere belangend, scheint es uns schwierig, einen genetischen Zusammenhang zwischen denselben und wahren Graniten oder sonstigen krystallinischen Massengesteinen anzunehmen, welche entweder eruptiv oder durch Druck bei der Schichtenaufstauung und -faltung (passiv) in den Körper des Schiefergebirges hineingetrieben worden wären; schwierig, weil es eben an solchen Massengraniten und Porphyren u. s. w. fehlt; denn das Allerwenigste, nur immer einzelne Kerne von jenen granitartigen u. s. w. Einlagerungen, verhält sich, wie wir gesehen haben, als wirklicher Granit oder Porphyr, und somit steht die hierhergehörige Gesammtmasse nur in einem geringen Verhältniss zu dem Umfang der Misch- und Uebergangsgesteine zum umgebenden Schiefer[1]); ein

[1]) Der längste Zug granitisch-gneissischer Gesteine, der von Meuselbach-Glasbach ist allerdings noch nicht zur Specialaufnahme gelangt; wir glauben indess nicht, nach dem was wir bis jetzt von diesen Gesteinen gesehen haben, dass sich hier wesentlich andere Verhältnisse ergeben werden.

Was die Porphyroide betrifft, so hat sich bei deren Aufnahme nirgends unzweifelhafter Porphyr resp. Quarzporphyr als Theil oder in Verbindung mit dem betreffenden Vorkommen gezeigt. Bei Langenbach steht im Bereich des Porphyroidvorkommens, an Masse unbedeutend, an der Strasse etwas Porphyrit an;

Missverhältniss, wenn wir letztere aus ersteren ableiten wollen, ob nun einfache Wärmewirkung durch Contact, oder solche unterstützt durch wässerige Lösungen, oder Wärmeentwickelung durch Druck bez. mechanische Arbeit zu Hülfe genommen werden. Andere wahre Granit- u. s. w. Massen aber ausser den sichtbaren und zugänglichen supponiren zu wollen, solche etwa, die in nicht grosser Tiefe lagerten, dürfte für dieses Gebirge doch zu problematisch sein.

Noch weniger dürfte in unserem Falle daran zu denken sein, chemische Metamorphose im Gefolge der bei der Schichtenaufstauung und -Zusammenfaltung entwickelten mechanischen Wirkung anzunehmen; ehe dieses unsichere Gebiet betreten würde, für welche unseres Wissens doch erst vereinzelte Thatsachen vorliegen, wäre zu constatiren, dass sich in den betreffenden Gebirgsstrichen besonders starke mechanische Einwirkungen auf die Schichten zu erkennen geben; letzteres ist nun, nach unseren Beobachtungen zu urtheilen, keineswegs der Fall, es machen sich keine, das gewöhnliche und durchgängig zur Geltung kommende Maass überschreitende Wirkungen auf die Schichten bemerklich.

Was die Einlagerungen der amphibolischen Gesteine betrifft, so wird für solche eine spätere, metamorphische Entstehung aus dem Sediment, welches auch die umgebenden Schiefer constituirt, überhaupt wohl nicht versucht werden, wegen des zu sehr verschiedenen beiderseitigen chemischen Bestandes. Diese Einlagerungen, wie auch die Kiesel- und Alaunschiefer erinnern sehr an die entsprechenden Einlagerungen der Phyllitformation in Sachsen.

Dass übrigens die metamorphische Auffassung gewisser porphyroidischer u. s. w. Vorkommnisse in anderen Gebirgen durch Obiges in keiner Weise berührt werden soll, braucht kaum erwähnt zu werden.

Wir kommen also darauf zurück, für unser Gebiet jene verschiedenartigen Einlagerungen als ursprünglich gebildete aufzufassen, und ebenso auch die eigenthümlichen, mit gewissen schieferigen

---

solcher kommt indess in der Umgegend vielfach, die Schieferschichten gangförmig durchsetzend, in kleinen Massen vor, ohne dass zumeist irgend welche Einwirkung auf das Nebengestein zu sehen wäre.



Porphyroiden verwandten Schiefer unserer mittleren, halbphyllitischen Zone. Für letztere insbesondere scheint uns die Wechsellagerung mit gewöhnlichem Thonschiefer und die Wiederholung der Zone zu beiden Seiten der phyllitischen nur zu Gunsten jener Auffassung zu sprechen. — Wie weit, ursprüngliche Bildung zugegeben, ein rein diagenetischer Vorgang — also successive Umbildung in situ aus dem allgemeinen Sediment ohne Zutritt fremden Stoffes — ausreiche, die verschiedenen gneissartigen oder porphyroidischen Modificationen zu verstehen, wie weit nicht, das bleibt dann immer noch eine besondere Frage.

Aeussere Erscheinung des alten Schiefergebirges.

Wir berühren zum Schluss in Kürze die äussere Physiognomie des alten phyllitisch-cambrischen Schiefergebirges.

Zunächst die Vegetationsdecke betreffend, ist unser Gebirge vorwiegend Waldlandschaft; Forsten ziehen sich zumal an den steilen Gehängen wie auch über die Hochflächen hin, und zwar waltet in den Beständen das Nadelholz in seinen beiden Haupt-Repräsentanten, gemeine und Edeltanne, entschieden vor. Laubholz, besonders durch die Buche vertreten, umsäumt öfters die tieferen, günstiger situirten Ränder der Forsten, und gelangt auch in einzelnen Thälern (z. B. Schleusethal) zu grösserer Ausbreitung. Die näheren Umgebungen der Ortschaften sind der Feldcultur unterworfen, während das Wiesenland vorzugsweise die Sohlen der grösseren Thäler und der von ihnen sich abzweigenden Seitenthäler einnimmt und sich bis in die obersten flachen Thalanfänge oder Depressionen hinaufzieht.

Der Denudation gegenüber verhält sich dieses Gebirge nach dem Material, aber auch nach der überall vorherrschend steilen Stellung der Straten als ziemlich gleichartiges Ganze. Der Unterschied in der Widerstandsfähigkeit der verschiedenen, die Hauptmasse dieses Gebirges bildenden Schiefergesteine gegen die chemischen und mechanischen Einflüsse der Verwitterung und Erosion

ist nicht so gross, dass er sich in dem Relief von Berg und Thal sehr deutlich ausspräche. So fehlt es denn an jenen auffallenden Längsthälern, welche durch besonders leicht zu zerstörende Schichtencomplexe zu Stande kommen könnten, wie solche Thäler weiterhin durch die Obersilur- und Mitteldevonschichten bewirkt werden. Selbst die an sich so wenig verwitterbaren Quarzitlager machen sich im Terrain durch besonderes Auf- und Hervorragen in der Regel nicht geltend; ihre vielseitige Zerklüftung trägt dazu bei, dass die Abtragung bei ihnen mit der des umgebenden, an sich viel leichter verwitternden Thonschiefers gleichen Schritt halten kann[1]).

Das Relief des Gebirgslandes wird in seinen höheren Theilen durch schwach gewölbte Gipfelformen, lang hinziehende Rücken und sanft wellenförmig gestaltetete Hochflächen gebildet; die Höhenlinien zeichnen sich gegen den Horizont als sanft geschwungene, schwach auf- und absteigende Linien ab, wie dies in den alten Schiefergebirgen so häufig wiederkehrt. Benachbarte Rücken differiren meist wenig an absoluter Höhe[2]); horizontal darüber hingesehen, scheinen sie öfters sich plateauartig auszubreiten, in Wirklichkeit erlangen diese Rücken und Hochflächen nirgends mehr eine starke Ausbreitung ins Geviert, da die Erosion ringsum

[1]) Der höchste Punkt des Schiefergebirges, das »Kieferle« bei Steinheid, liegt zwar im Quarzit; die Höhendifferenz gegen die in Thonschiefer gelegenen Gipfel des Wurzelberg und Blessberg beträgt aber nur einige Fuss. — Beim Wurzelberg liegt der höchste Punkt (»Farmdenkopf«) in mildem, blaugrauem Thonschiefer; derselbe Schiefer bildet den oberen, langen Rücken des Wurzelberges, von der »Moosbergsebene« bis zum »Jagdschirm«, während die benachbarten Quarzitlager nicht bis zu der Rückenhöhe heraufragen, sondern längs dem NW.-Hang hinziehen.

Auch der Cultur gegenüber, wenigstens der Forstcultur, ist, im Allgemeinen gesprochen, der Unterschied in dem durch die verschiedenen cambrischen und phyllitischen Schiefer gelieferten Boden nicht so bedeutend, dass er nicht durch die Unterschiede in der Exposition und den sonstigen physikalischen Bedingungen, zumal bei den grossen hier vorkommenden Höhendifferenzen, mehr als aufgewogen würde. Nur den reinen Quarzit kann man ausnehmen, der sich allerdings durch seine Sterilität recht bemerklich macht.

[2]) Immerhin ragen einzelne Gipfel und Rücken über ihre Umgebung merklich heraus, so der Blessberg (nahe dem Südwestrande des Gebirgs), der Wurzelberg, die Cursdorfer Koppe und die Hettstädt.

schon ziemlich stark eingegriffen hat; und der Grad des Fortschritts, den dieselbe erlangt hat, ist das bestimmende Moment für die Modellirung im Einzelnen und die Höhenabstufung von den Gipfeln zu den Thalsohlen hinab.

Die bedeutenderen Thäler schneiden tief in den Körper des Gebirgslandes ein; der stärkste Höhenunterschied zwischen Thalboden und Gipfel der benachbarten Höhen erreicht etwa 1000 Decimalfuss (1200 gewöhnliche Fuss), so von der Höhe des Wurzelbergs zur Schwarza bei Goldisthal. Die Gehänge können einen beträchtlichen Grad von Steilheit erreichen, und neigen hie und da, wenn auch im Ganzen nicht viel zu Felsbildung. — Für das Gebiet der Schwarza und ihrer Zuflüsse stellt sich leicht die Beziehung heraus, dass nordwärts mit tieferer Lage der Thalsohle, der Basis für die Erosion, auch die absoluten Höhen durchschnittlich abnehmen, welche die benachbarten Berggruppen erreichen.

Wie weit die Thäler unseres Gebietes, welche ihre jetzige Ausbildung fast nur der Erosion verdanken, in ihrer ersten Anlage durch geotektonische Richtungen, namentlich parallel zur allgemeinen Streichrichtung und quer dazu, vorgezeichnet worden sein mögen, ist, wie in den meisten Fällen derart, nicht mehr zu sagen, höchstens zu vermuthen. Allerdings ist der Verlauf von manchen derselben, oder gewöhnlicher von Theilen solcher, in der Richtung des Streichens der Schichtung und der Faltungen, und anderer in der Querrichtung — etwa in der Hauptklüftungsrichtung — nicht zu übersehen. Beispiele hierfür finden sich leicht bei Betrachtung einer Karte. Was speciell das bedeutendste Thal des Gebiets, das Schwarzathal betrifft, so liegt die mittlere Richtung des grössten Theiles seines Laufes bis zum Austritt aus dem Gebirge, abgesehen von den Krümmungen, beiläufig der allgemeinen Streichrichtung parallel, und es ist denkbar, dass in weit zurück liegenden Denudationsepochen der Charakter als Längsthal bei diesem Theile reiner hervorgetreten, und seine allererste Anlage durch den Verlauf von Sattel- und Muldenbiegungen längst verschwundener Schichten gegeben war. Dagegen fällt die oberste Strecke des Schwarzathals, von Scheibe nach Langenbach, ungefähr in die Richtung jener Verwerfungen, mit welchen das Er-

scheinen der Zechstein- und Buntsandsteinschollen zwischen den alten Schieferschichten bei Scheibe zusammenhängt.

Auffällig ist eine Art von Terrassenbildung, wie sie sich an beiden Seiten des Schwarzathals, aber auch seitwärts, in Nebenthälern desselben wiederholt einstellt. Solche sehr merkliche Verflachungen der Gehänge, mit steilerer Steigung aufwärts wie abwärts, findet man hie und da mehrfach übereinander, wenn man quer zur Thalrichtung die Berghöhen ersteigt. Obgleich nirgends mehr alter Schotter auf diesen Verflachungen erhalten ist, und dieselben in der Thalrichtung meist nicht lang aushalten, überhaupt wohl stark durch Abwitterung und seitliche Erosion mitgenommen sein mögen, kann man sie doch kaum anders, denn als Reste ehemaliger Thalstufen auffassen; um so mehr als durch Abwitterung allein, bei der so wenig verschiedenen Beschaffenheit und Stellung der Schichten, derartige Absätze nicht zu verstehen wären. Solche Verflachungen machen sich z. B. am Wurzelberg an der Schwarzathalseite, aber auch an der Ostseite wiederholt bemerklich, und ähnliches wiederholt sich noch am Lindig, sowie andererseits an der Westseite des Schwarzathals, bis ins Oelzethal, und sodann weiter abwärts im Schwarzathal. — Es scheint sogar nicht unmöglich, dass in der jetzigen Configuration des Gebirgslandes über den engern Bereich der jetzigen Thaleinschnitte hinaus, in dem Verhältniss der oberen flach oder plateauartig sich ausbreitenden Höhenstrecken zu den wenigen über diese hinaus anschwellenden Erhebungen noch einzelne Züge aus weit zurückliegenden Denudationsperioden stehen geblieben sind; wenigstens kann dieser Eindruck durch die Betrachtung des Gebirges von gewissen, hoch gelegenen Punkten hervorgerufen werden.

Inhalt.

Bemerkung. Auf dem Kärtchen mussten bei der Kleinheit des Maassstabs einige porphyroidische etc. Einlagerungen weggelassen werden; vor dem nördl. Rand werden weitere Specialaufnahmen wohl noch einige neue ergeben. Manches konnte nur manierirt dargestellt werden, z. B. die Kieselschiefereinlagerungen, z. Th. auch die quarzitischen, und die geognostischen Grenzen.

Ueber Transversalschieferung und verwandte Erscheinungen im thüringischen Schiefergebirge.

Von Herrn **H. Loretz** in Frankfurt a. M.

(Hierzu Tafel VII.)

Vorbemerkungen.

Das Auftreten der Transversalschieferung im thüringischen Schiefergebirge ist schon seit längerer Zeit bekannt, und von den Geologen, welche über dieses Gebiet geschrieben haben, wiederholt erwähnt und im Allgemeinen besprochen. Im Folgenden soll nun, was bisher noch nicht geschehen ist, eine speciellere Darlegung der Verhältnisse der Schieferung und verwandter Erscheinungen mechanischer Natur in diesem Gebirge gegeben werden, soweit dasselbe vom Verfasser bei Gelegenheit seiner Aufnahmen für die geologische Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten untersucht ist. Unsere vorliegenden Mittheilungen beziehen sich dementsprechend auf den südwestlichen Theil des Schiefergebirges und zwar in etwas grösserer Ausdehnung als bei unserem, ebenfalls in diesem Bande enthaltenen Artikel über die cambrisch-phyllitische Schieferreihe [1]; das Kärtchen, welches diesem Artikel beigegeben ist, kann zugleich auch für vorliegende Mit-

[1] Die hier in Betracht kommenden erst später zu publicirenden Blätter der geolog. Specialkarte, im Maassstab 1 : 25000 sind: Neustadt a. d. Haide, Sonneberg, Eisfeld, Steinheid, Spechtsbrunn, Masserberg, Breitenbach und Gräfenthal zum Theil.

theilungen dienen, im Uebrigen wird am besten die Richter'sche Karte des Thüringischen Schiefergebirges[1]) verglichen.

Die Transversalschieferung wird bekanntlich angesehen als eine bestimmte und eigenthümliche Wirkung des gebirgsbildenden Seitendrucks in der Erdrinde, oder zunächst vielleicht eine Wirkung von Druckkräften, welche von jenem allgemeinen Seitendruck abzuleiten sind; und zwar ist sie eine sehr energische und weitgehende Druckwirkung, da sie sich, wenigstens wenn vollkommen ausgebildet, auf die kleinsten Theile des Gesteins erstreckt und physikalische Aenderungen bewirkt hat[2]). Die Schieferung ist mit einer, wenn auch nur minimalen Compression oder doch Spannung in der Druckrichtung, sowie ausweichenden Verschiebungen in dazu normalen Richtungen verbunden gewesen, welche bald mehr, bald weniger deutliche Spuren in dem Gesteinskörper hinterlassen haben und je nach der Stärke und Vertheilung des Druckes und der physikalischen Beschaffenheit des Materials schon zwischen benachbarten dünnsten Lagen stattfanden, oder erst in grösseren Intervallen.

Der Vorgang des seitlichen Ausweichens und Verschiebens hat unter gewissen Umständen einen besonderen Verlauf genommen, als deren Resultat jetzt eine Art von Linearstreckung des Gesteins, ein fast faseriges, griffeliges Gefüge vorliegt, eine physikalische Aenderung, die mit jener bei der gewöhnlichen Schieferung verwandt ist; diese lineare Streckung ist nicht so verbreitet wie die plane Schieferung, sie tritt mehr lokal, und dabei wohl mit jener zusammen auf, und scheint darin begründet, dass das seitliche Ausweichen und Verschieben von Theilchen zu Theilchen stattfand und dabei in ein und derselben Richtung.

Diese beiden auf mechanischem Wege in das Gestein eingeführten Structuren, die S c h i e f e r u n g und die S t r e c k u n g sind es nun, deren Vorkommen im thüringischen Schiefergebirge den

---

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXI, 1869.

[2]) Dass wirklich physikalische Aenderungen eingetreten sind, ersieht man sofort aus den Jannettaz'schen Versuchen über die Wärmeleitung in geschiefertem und nicht geschiefertem Gestein, und den entsprechenden Figuren auf Schnittflächen.

Hauptgegenstand der folgenden Darstellung bilden soll. Anhangsweise fügen wir noch einige Angaben über das Vorkommen der Parallelklüftung und gewisser, durch Bewegungen auf Schichtflächen zu Stande gekommener Mineralbildungen einfachster Natur bei.

Ausser Schieferung und Streckung sehen wir nun aber noch eine lange Reihe von Aenderungen, welche an der Gesammtgesteinsmasse eines Gebirges, z. B. unseres Schiefergebirges in Folge der nachhaltigen Einwirkung grossartiger seitlicher Druckwirkungen zu Stande gekommen sind, und es ist keineswegs leicht, die richtige Stellung und Folge aller Glieder dieser Umgestaltungsreihe zu erkennen; nur im Einzelnen liegen Andeutungen und Beweise vor, welche erkennen lassen, dass eine gewisse Aenderung oder Umgestaltung vor oder nach einer gewissen zweiten entstanden sein muss. Die transversale Schieferung z. B. betreffend, die uns hier besonders interessirt, sehen wir, dass sie erst nach der Aufstauung und Zusammenfaltung der Schieferschichten eingetreten sein kann, weil sie durch alle Falten der Schichtenlage durchschneidet und sich ihnen gegenüber sehr constant zeigt, und weil die Oberflächen und öfters auch das Innere der aufgerichteten und gefalteten Lagen sehr oft deutliche Merkmale des Schieferungsprozesses an sich tragen. Ebenso sehen wir mitunter, dass gewisse das Gestein durchziehende Ablösungsflächen, welche ihrerseits auch nur von Seitenpressungen abgeleitet werden können, schon vor der Schieferung da gewesen sein müssen, weil auch sie in ähnlicher Weise wie die Schichtflächen von der Schieferung afficirt sind. Wenn wir ferner berücksichtigen, dass über weite Strecken unseres Gebirges die Schieferung eine etwas andere Lage zu den Weltgegenden hat, als die Ausstriche und Falten der aufgestauten Schichten, so weist auch dies mit Wahrscheinlichkeit auf zeitliche Unterschiede für die Ausbildung von beiderlei mechanischen Aenderungen, auf einen Wechsel in der Richtung des Seitendrucks hin. Dabei braucht nicht gerade ein längerer Intervall oder eine Ruhepause stattgefunden zu haben; die ersten Anfänge transversaler Schieferung könnten an die letzten Faltungsvorgänge angeknüpft haben, und in jenen kleinen Zerreissungen

nebst Verschiebungen zu sehen sein, welche so oft an den kleinen engen Falten und Fältchen der älteren Schiefer vorkommen, während die volle Ausbildung der transversalen Schieferung erst nach Aenderung der Druckrichtung erreicht worden sein mag[1]).

Ist Schieferung und auch Streckung nicht die erste der auf mechanischem Wege bewirkten Aenderungen, so ist sie auch nicht die letzte. Das Auftreten der Parallelklüftung z. B. in geschiefertem oder gestrecktem Schiefergestein ist ein derartiges, dass wir ihr nur eine spätere Entstehung zuschreiben können; auch manche Verwerfungen und sonstige grössere Dislocationen rühren ohne Zweifel aus späterer und z. Th. viel späterer Zeit her.

Ganz im Allgemeinen gesprochen, sind die durch den Seitendruck in den äusseren Theilen der Erdrinde hervorgerufenen Wirkungen oder Aenderungen zunächst solche, welche sich auf Gestalt und gegenseitige Lage grösserer und kleinerer Theile der Gebirgsmassen beziehen — wir könnten sie morphologische Aenderungen nennen — sodann aber auch solche, welche sich bis zu den kleinsten Gesteinstheilchen, selbst den Molekülen erstrecken und deren physikalische, ja chemische Beschaffenheit modificiren können; doch lassen sich diese verschiedenen Wirkungen nicht ganz scharf auseinanderhalten und sind vielfach untereinander verbunden. Bezüglich chemischer Aenderungen hat die Literatur neuerer und neuester Zeit manche interessante Daten gebracht; zu den schon die physikalische Beschaffenheit afficirenden Aenderungen gehören Schieferung und Streckung; zu den Aenderungen der erstgenannten Klasse aber können wir alle diejenigen ziehen, welche auf Beanspruchung des Gebirgskörpers, resp. Schichtenbaues auf irgend eine Art der Festigkeit (Biegungs-, Druck-, Abscheerungsfestigkeit) in erster Linie erfolgen; also Biegungen und Faltungen aller Arten und Grade, und als zweite, nebenhergehende Reihe, Zusammenhangstrennungen nebst Verschiebungen aller Arten und Grade.

---

[1]) Wir setzen dabei voraus, dass die kleinen engen Falten erst später, nach Eintritt der grösseren, bei gesteigerter Druckwirkung zu Stande gekommen sind. Noch stärker als bei ihnen muss für dasselbe Material der transversal schiefernde Druck gewesen sein, insoweit er Verschiebungen der kleinsten Partikel gegen einander zu bewirken vermochte.

Ein weiteres Eingehen auf diese allgemeineren Beziehungen würde uns indess zu weit von unserem eigentlichen Gegenstande ablenken, und wir wenden uns nunmehr zur näheren Betrachtung der Schieferungsverhältnisse in Thüringen.

Auftreten der Transversalschieferung im thüringischen Schiefergebirge im Allgemeinen.

Es bedarf kaum besonderer Erwähnung, dass die bekannten Erscheinungen, welche das Auftreten der Transversalschieferung bei den Schiefern und sonstigen Schichtgesteinen hervorzurufen pflegt, auch in den von der Schieferung ergriffenen Theilen unseres Schiefergebirges sich geltend machen. Das Durchsetzen der über grosse Flächenräume eine bemerkenswerthe Constanz zeigenden Schieferung unter den verschiedensten Winkeln von 0°—90° durch die entweder eben liegende oder in Falten geschlagene Schichtung; das mehr oder minder deutliche Hervortreten, oder Verstärkung und Abschwächung der ersteren je nach der physikalischen Beschaffenheit des durchsetzten Schichtenmaterials; ihr Abstossen an härteren, z. B. quarzitischen Schichten, oder die gegenseitigen Einkeilungen und Eintreibungen, welche in Folge der Schieferung an der Grenze von härteren und weicheren Lagen oder Bänken vorkommen — hier namentlich an der Grenze von Thonschiefer und Quarzit —; unter Umständen auch das Umspringen der Schieferung in eine Art Klüftung innerhalb härterer Bänke, wie Grauwacken; die Riffelung, Abtreppung oder völlige Zerschneidung, welche sich mitunter auf den Schichtflächen der transversal geschieferten Massen einstellen kann, u. a. m.[1]): alles

[1]) In einer früheren Arbeit »Ueber Schieferung« (Jahresbericht der Senckenberg. naturforsch. Gesellsch. Frankfurt a. M. 1880) hat Verfasser diese und sonstige allgemein gültige Schieferungsverhältnisse übersichtlich behandelt und zu erklären gesucht.

In vorliegendem Artikel werden die Ausdrücke Transversalschieferung, secundäre, abweichende Schieferung oder auch Schieferung schlechthin als gleichbedeutend gebraucht.

sind Dinge, welche dem aufmerksamen Beobachter in den betreffenden thüringischen Gebirgspartieen nicht entgehen werden, und für welche bestimmte Beispiele anzuführen, wir an dieser Stelle nicht für nöthig erachten; auf einzelne derartige Erscheinungen werden wir in der Folge noch zurückzukommen haben.

Hier möchten wir noch darauf hinweisen, dass die bekannten Anzeichen für seitlich ausweichende Bewegungen beim Vorgang der Schieferung, jene Riffelungen u. s. w., nicht nur auf Schichtflächen vorkommen, sondern, wie oben schon einmal angedeutet, mitunter auch auf andere Discontinuitätsflächen, welche vor Eintritt der Schieferung da waren, insbesondere auf gewissen Ablösungsflächen, welche meist nur kurz verlaufend, allem Anschein nach durch Quetschungen oder Pressungen erzeugt sind. Und eben die Lage dieser Ablösungen und ihre Afficirung durch die Schieferung zeigt, dass das Gebirge schon vor letzterer anders gerichteten Druckkräften ausgesetzt gewesen sein muss. Solche Ablösungsflächen zeigen wohl ausserdem noch aus früherer Zeit herrührende Rutschstreifen, welche sich indess durch ihre Richtung und sonstige Beschaffenheit leicht von den durch die Schieferung bewirkten parallelen Unebenheiten unterscheiden lassen.

Als ein weiteres Anzeichen für Verschiebungen in der Ebene der Transversalschieferung ist die lineare Parallelstructur (oder höchst feine Fältelung) anzuführen, welche manchmal auf der Oberfläche der nach der Schieferung gespaltenen Platten wahrzunehmen ist. Sie ist natürlich wohl zu unterscheiden von der auf den Schichtflächen vorkommenden entsprechenden Structur; letztere kann ursprünglich sein, erstere ist immer secundär und lässt sich am einfachsten wohl als ein sehr schwacher, nur begonnener Streckungsvorgang in bestimmter Richtung auffassen, der die Deutlichkeit der Schieferung durchaus nicht beeinträchtigt hat[1]). Manchmal

---

[1]) Es mag hier daran erinnert werden, dass auch in physikalischer Hinsicht die verschiedenen Richtungen auf einer Schieferungsfläche nicht gleichwerthig sein müssen, wie der Umstand beweist, dass nicht nur auf Schnitten normal zur Schieferung, sondern auf Schieferungsflächen selbst die Wärmeleitungsfiguren elliptisch ausfallen können. (Daubrée, Synthet. Studien zur Experim. Geologie, 1880, p. 324.)

ist auf den Schieferungsflächen sogar nach zwei Richtungen eine solche lineare Parallelstructur oder Fältelung wahrzunehmen, von denen eine etwas stärker sein kann als die andere. An solchen Beispielen fehlt es auch im thüringischen Schiefergebirge nicht.

An einigen Stellen desselben wurden ferner noch viel weiter gehende, in der Richtung der Transversalschieferung liegende Verschiebungen beobachtet, welche geradezu als Verwerfungen bezeichnet werden können, und in dem Grenzverlauf benachbarter Schichtenzüge auffallende Unregelmässigkeiten zuwege bringen. So in der Gegend von Hämmern und Steinach. Das Nähere ist aus den später zu publicirenden Specialkarten zu ersehen.

Obschon Erscheinungen, welche auf Transversalschieferung hinauskommen, durch den ganzen Bereich des Schiefergebirges verbreitet sind, so ist doch die Entwickelung oder der Vollkommenheitsgrad derselben bei den verschiedenen Formationen oder Systemen der Schieferfolge, ja bei den einzelnen Abtheilungen dieser Systeme, wie wir sehen werden, ein sehr ungleicher und auch regional verschiedener; es kann derselbe Schichtencomplex an einer gewissen Lokalität sehr deutlich secundär geschiefert sein und nicht weit davon höchstens nur Spuren dieser mechanischen Aenderung aufweisen. Letzteres findet besonders in gewissen stratigraphischen Horizonten oder Complexen statt, z. B. bei den oberdevonischen Schiefern und Knotenkalken, während andere fast durchgängig und in viel gleichmässigerer Weise geschiefert sind, z. B. die cambrischen Schiefer.

Auftreten der Transversalschieferung bei den einzelnen Systemen.

Transversalschieferung bei den phyllitischen und den cambrischen Schiefern. Wir können hier zunächst auf unsere andere, in vorliegendem Bande enthaltene Arbeit: »Beitrag zur geologischen Kenntniss der cambrisch-phyllitischen Schieferreihe in Thüringen« verweisen, wo über das Auftreten der Transversalschieferung bei genannten Schiefersystemen einige Angaben gemacht werden.

Wie daselbst bemerkt wird, kommt Transversalschieferung bei den eigentlichen phyllitischen Schiefern, Quarzphylliten, Phyllitquarziten etc. nur in ganz untergeordneter Art, nur andeutungsweise zum Ausdruck, und zwar so, dass die engen Falten und Fältchen, in welche jene Schiefer so gewöhnlich gelegt sind, in der Richtung ihrer Mittelebenen von kleinen Verschiebungen betroffen sind, welche sich bei dem beständigen Wechsel quarziger und phyllitischer Lagen und Blätter sehr deutlich zu erkennen geben, und längs welcher auch wohl leichtere Ablösung der Gesteinsmasse stattfindet; der sprödere Theil, die Quarzlagen, sind an den dünnsten Stellen gerissen, der nachgiebigere Phyllit zwischen eingeschoben. Aehnliches wiederholt sich auch noch bei den halbphyllitischen, lokal an Phyllitgneisse erinnernden Schiefern, welche in der untersten cambrischen Zone, zunächst der phyllitischen Zone, vorkommen. Diese kleinen Verschiebungen erscheinen zu Stande gekommen unter fortgesetzter Wirkung desjenigen Druckes, welcher zunächst das Zusammenstauchen der Gesteinsmasse in die zahllosen Falten und Fältchen bewirkte, sie erscheinen als letzte Folge desselben, zu einer Epoche, wo die Zusammenstauchung an ihrer äussersten Grenze angekommen war, und ein ferneres Nachgeben der Masse in der Richtung quer zum Druck nur mehr unter Querrissen und Verschiebungen längs derselben möglich war. Diese Verschiebungen bilden ein Analogon zur Transversalschieferung, oder eine Art von Vorstufe derselben, auf welcher das Gestein stehen geblieben ist[1]).

---

[1]) So viel man auch bei den gebogenen und knotig verdickten Quarzstreifen und -Bändern des Quarzphyllits auf Rechnung späterer, mit innerlicher Zertrümmerung verbunden zu denkender Umformung setzen mag, ist doch nicht ausser Acht zu lassen, dass wohl schon die ursprünglich flach linsenförmige Gestalt vieler derselben gegeben war, wie aus verwandten Vorkommnissen zu schliessen ist; es wird kaum möglich sein, das Ursprüngliche und das Spätere streng auseinander zu halten oder abzugrenzen. Etwas anders verhält sich die Sache bei den rauhen quarzitischen Bändern des graugrünen cambrischen Thonschiefers; diese zeigen, wo das Gestein ebenschichtig und ungefaltet liegt, also in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit, gewöhnlich durchweg gleiche Dicke.

Ferner ist die Frage nicht ganz zurückzuweisen, ob die ohne Zweifel auf mechanischem Wege zu Stande gekommene Engfaltung des Quarzphyllits und verwandter Gesteine nicht doch schon zur Zeit vor völliger Erhärtung des Sedi-

In dem cambrischen Schiefersystem ist, im Gegensatz zu den Phylliten, eigentliche Transversalschieferung überall verbreitet; und obgleich sie, im Ganzen und Allgemeinen, nicht sehr vollkommen, oft genug nur unvollkommen ausgebildet ist, ausserdem auch in den reiner quarzitischen Partieen zurücktreten und ganz fehlen kann, so lässt sich doch behaupten, dass das cambrische System, insoweit es aus Thonschiefer oder nur aus gegen Quarzit vorherrschendem Thonschiefer besteht — und dies ist in dem weitaus grösseren Theil des Gesammtbereichs der Fall — von Transversalschieferung beherrscht wird, und dass solche meistens mindestens so deutlich hervortritt als die Schichtenlage; so also, dass dieses System mit zu denjenigen gehört, in welchen die secundäre Schieferung den deutlichsten, allgemeinsten Ausdruck gefunden hat. Dass aber diese so verbreitete Schieferung hier doch selten sehr vollkommene Spaltbarkeit im Gefolge hat, liegt wohl nur an der so häufig etwas rauhen, oder aber mit rauheren, etwas quarzitischen Lagen verwachsenen Beschaffenheit der cambrischen Thonschiefer; wo sie homogener sind, entwickelt sich in der That auch vollkommenere Spaltbarkeit, die hie und da dem Material die Qualität von Dachschiefern verleiht.

Jene engen und kleinen Falten, wie sie uns in den phyllitischen Schiefern, den Quarzphylliten etc. so deutlich entgegentreten, fehlen bei den cambrischen Schiefern durchaus nicht ganz, wenn sie auch nicht so durchgängig und so ins Kleinste ausgebildet sind. An dem für die cambrischen Schiefer so typischen und so häufig vorkommenden Wechsel von meist schmäleren, helleren, etwas rauhen oder quarzitischen Lagen mit breiteren, dunkleren Lagen von Thonschiefern sieht man nicht selten ähnliche

---

ments wenigstens in ihren ersten Anfängen eingeleitet sein könnte, wenn sie auch ihre Hauptausbildung erst nachher erfuhr; es ist kein Grund, dass der jedenfalls durch lange Zeiträume wirksame Seitendruck nicht schon zu Zeiten der Sedimentbildung sich habe äussern können; vorausgesetzt müsste dabei werden, dass der Erstarrungsprozess längere Zeit in Anspruch nahm. War aber einmal, die völlige Erstarrung eingetreten, so dürfte die Ausbildung, resp. weitere Ausbildung der Engfaltung (Zusammenstauchung), als eine höhere Arbeitsleistung erfordernd, nicht sofort, sondern erst nach Ausbildung leichterer, flacherer Faltung erfolgt sein.

kleine Falten und auch dieselben seitlichen Verschiebungen in der Faltenrichtung wie bei den phyllitischen Schiefern, und mit diesen Verschiebungen sind auch noch die bekannten gegenseitigen Eintreibungen der beiderseitigen heterogenen Massen und Formveränderungen abgetrennter Theile verbunden; aber bei diesem mechanischen Effekt ist die Wirkung des Seitendruckes bei den cambrischen Schiefern nicht stehen geblieben, sondern sie hat, weitergehend, in späteren Phasen ihrer Wirksamkeit eine wirkliche transversale Schieferung, oder transversale Spaltbarkeit zuwege gebracht.

Wir erkennen in diesen verschiedenen mechanischen Aenderungen eine fortgesetzte Wirkungsreihe des Seitendrucks im Schichtenbau; aber diese Reihe stellt ohne Zweifel das Product eines durch lange Zeiträume fortgesetzten Druckes oder auch wiederholt angreifender und in verschiedenen Richtungen wirkender Druckkräfte dar. Das letztere ist sehr einleuchtend, wenn wir berücksichtigen, dass die Lage der eigentlichen transversalen Schieferung oder Spaltbarkeit eine merklich andere ist, als die allgemeine Streichrichtung der Schichten in ihren grösseren Falten, Sätteln und Mulden; beide sind auf Seitendruck zurückzuführen, ihre verschiedene Lage documentirt aber einen Wechsel der Richtung des letzteren. Wie weit die kleinen, engeren Fältchen mit ihren kleinen Faltenverwerfungen, wie wir sie von den phyllitischen und cambrischen Schiefern erwähnten, mehr mit der einen oder der anderen jener Streichrichtungen übereinstimmen, ist nicht durchweg leicht zu entscheiden, ändert indess an dem ausgesprochenen Resultate nichts; genug, dass uns die Lage der ächten Transversalschieferung im grössten Theil des cambrischen, wie auch des sonstigen Sckiefergebietes darauf hinweist, einen Wechsel in der Richtung des Seitendrucks anzunehmen [1]).

Die Wirkungen der Transversalschieferung erstrecken sich im cambrischen Gebiet bis in die quarzitreichen Partieen, selbst die

---

[1]) Die Beobachtung von Liebe, dass die quarzreicheren Bänder des cambrischen Schiefers öfters auf mechanischem Wege durch Druck in linsenförmige Stücke getrennt worden sind, ist so recht geeignet den Wechsel der Seitendruckrichtung zu illustriren; siehe die Erläuterung zu Section Zeulenroda der geolog. Specialkarte von Preussen u. d. Thüring. Staaten, 1881, p. 4.

eigentlichen Quarzitlager und auch die porphyroidischen Bildungen hinein, soweit eben in diesen noch Thonschiefer und solche Gesteine vorhanden sind, deren Structur nicht allzusehr von einer schieferigen abweicht und sich einer massigen und krystallinischen nähert. Es liegt demnach auf der Hand, dass die Schieferung in solchen Gebirgspartieen im Allgemeinen um so mehr hervortreten wird, je mehr Thonschiefer und auch noch quarzitische Schiefer neben reinem Quarzit vorhanden sind und umgekehrt. Dabei finden von Ort zu Ort immerhin noch Wechsel und Unbeständigkeiten in der Deutlichkeit und Entwickelung der secundären Schieferung statt, so dass gleichem Gesteinsmaterial an zwei verschiedenen Stellen doch nicht immer gleiche Entwickelung der Schieferung zu entsprechen braucht: so kann z. B. ein Wechsel von Thonschiefer und Quarzitplatten, den man längs einer Strasse beobachtet, vielleicht neben der Schichtung keine abweichende Spaltungsrichtung oder Schieferung zeigen, während solche etwas weiterhin sich deutlich einstellt, mindestens am zwischengelagerten Thonschiefer sichtbar wird, an manchen Stellen aber auch sogar noch den quarzitischen Theil afficirt[1]).

Transversalschieferung bei den silurischen Schichten. Bei den untersten silurischen Schiefern, den Griffelschiefern, ist Transversalschieferung deutlich vorhanden; wir werden darauf zurückkommen, wenn wir die Streckung dieser Schiefer behandeln werden[2]).

---

[1]) Um ein bestimmtes Beispiel anzuführen, findet man in dem Wechsel von quarzitischen, z. Th. grauwackeähnlichen Lagen und Thonschiefer, den man an der Landstrasse im Saargrund, unterhalb Siegmundsburg bis Schirnrod passirt, zunächst oben den Thonschiefer nicht oder doch sehr untergeordnet in von der Schichtlage abweichender Richtung geschiefert: da, wo die Strasse bei 2025′ Dec. Höhe knieförmig in ein von N. herkommendes Seitenthälchen einbiegt und in reinere Thonschieferschichten eintritt, macht sich, wenn auch nicht in den ersten Schichten, doch sehr bald secundäre Schieferung im reineren Thonschiefer geltend und setzt in bekannter Weise an härteren Zwischenlagen ab; abwärts, an der nächsten Strassenbiegung, tritt man wieder in den an grauwackeähnlichem Quarzit reicheren, nicht geschieferten Bereich. Weiter abwärts im Saargrund an der Landstrasse und ähnlich an den Gehängen der Südseite, N. vom Blessberg, ist der Wechsel von Thonschiefer mit Quarzit z. Th. unvollkommen, z. Th. nur im Thonschiefer secundär geschiefert.

[2]) Die Thuringitzone, welche eigentlich die Basis des Silur bildet, kommt wegen ihrer geringen Mächtigkeit hier nicht in Betracht.

Der bedeutendere höhere Theil der thüringischen Untersilurschiefer, welcher jedenfalls eine Mächtigkeit von einigen hundert Metern besitzt und trotz seines Mangels an Versteinerungen ein bemerkenswerthes Glied des Schiefergebirges darstellt, ist nicht als Griffelschiefer ausgebildet, sondern stellt einen in Platten und Blättern zerfallenden, frisch dunkelblaugrauen, von heterogenen Zwischenlagen so gut wie ganz freien Thonschiefer von grosser Einförmigkeit dar. Eben wegen dieses Mangels an anders gearteten Zwischenschichten und an irgendwie charakteristischen Schichtflächen ist es bei dieser Schichtengruppe sehr schwierig, Schichtung und Transversalschieferung auseinanderzuhalten. Mir ist die Unterscheidung nicht sicher gelungen, doch bin ich zu dem Urtheil gelangt, dass die schieferige Spaltbarkeit und Ablösung, welche man an diesem Untersilurschiefer allenthalben wahrnimmt, manchmal Schichtung, an anderen Stellen wieder Transversalschieferung ist.

Dass letztere fehlen sollte, ist nämlich nicht anzunehmen; es ist in der That gar kein Grund, warum bei einem so homogenen, weichen Schiefer jene secundäre Structur nicht entwickelt sein sollte, während sie doch in der liegenden Gruppe, den Griffelschiefern, und wieder in deren Liegendem, den cambrischen Schiefern, so unzweideutig sich kundgiebt, und ebenso auch wieder im Hangenden, im oberen Silur und im Devon, wenigstens in gewissen Schichtenfolgen deutlichst wiederkehrt. Andererseits aber giebt es Lokalitäten, wo die Orientirung der Schieferspaltung bei diesen Untersilurschiefern so sehr abweichend ist von der so constanten Lage der Transversalschieferung in der betreffenden Gegend, dass man anzunehmen geneigt wird, man habe es hier mit wirklichen Schichten zu thun, die möglicherweise oder sogar wahrscheinlich in Falten, manchmal recht flache Faltenumbiegungen, gelegt sind.

Wo daher im Bereich dieses Complexes die Absonderung der Schieferblätter sich der allgemein herrschenden Lage der Transversalschieferung accomodirt, habe ich sie für letztere angesehen; wo grössere Abweichungen stattfinden, besonders in der Nähe der oberen Grenze des Complexes, habe ich Schichtung angenommen.

Dass diese verschiedene Anschauung an und für sich statthaft ist, geht eben daraus hervor, dass auch in anderen Schichtengruppen, welche deutliche Transversalschieferung aufzuweisen haben, letztere dennoch nicht durchweg gleichmässig entwickelt zu sein braucht, sondern manchmal die Schichtung verdecken, manchmal durch sie verdeckt werden kann.

Um dies an einem bestimmten Beispiel vorzuführen, so zeigen die Untersilurschiefer an der Landstrasse von Hasenthal nach Spechtsbrunn, oberhalb des ersteren Ortes (Blatt Spechtsbrunn der Specialkarte) Einfallen nach NW., und ebensolches Einfallen herrscht auch in der ganzen, von diesen Schiefern eingenommenen Partie nördlich von da. Im ersten Fall wurde dieses Einfallen für Schichtung genommen: es stehen hier nämlich die oberen Grenzschichten zu den nicht transversal schieferbaren, obersilurischen Kieselschiefern an, und diese Grenzschichten sind überdies durch flach ellipsoidische oder linsenförmige Schwefelkiesconcretionen charakterisirt, welche durch ihre Lage die Schichtung erkennen helfen. Im zweiten Fall, nämlich weiter nördlich, wurde das nordwestliche Einfallen für secundäre Schieferung genommen; die Untersilurschiefer breiten sich nämlich hier über einen sehr breiten Raum aus, während sie wenig weiter nach SW., jenseits einer bedeutenden Verwerfung sich auf einen schmalen Streifen zusammenziehen; und es ist kaum anders anzunehmen, als dass sie jene grosse Breite nur durch Vermittelung von Falten erreichen, nicht etwa blos durch sehr flaches Einfallen, welches in dieser Ausdehnung im Schiefergebirge ganz ungewöhnlich wäre; wenn nun trotz der Faltungen doch nordwestliches Einfallen anhaltend herrscht, so kann dies doch wohl nichts anderes sein als secundäre Schieferung[1]).

[1]) Ebenso ist das anhaltende WNW.-Einfallen, welches die Untersilurschiefer W. und SW. von Gräfenthal zeigen, wie es scheint, unbedenklich für Transversalschieferung zu nehmen; denn die Schichtung kann in dieser Gegend unmöglich eine solche Constanz zeigen, da nachweislich hier alle Complexe von vielfachen Unregelmässigkeiten der Lagerung betroffen sind, wie dies an manchen derselben, z. B. den Nereitenschichten oft sehr deutlich zu erkennen ist; überdies herrscht in diesen Gebirgspartieen eine sehr entschieden ausgebildete steil WNW. einfallende Transversalschieferung, welche z. B. an den Culmdachschiefern und den oberdevonischen Knotenkalken sehr deutlich als solche zu erkennen ist.

An den schwarzen, kohlereichen, obersilurischen Kiesel- und Graptolithenschiefern habe ich keine secundäre Schieferung bemerkt. Die dickeren und dünneren Lagen und Platten dieser Schiefer sind, wie dies bei den Kieselschiefern überhaupt nicht selten ist, in Falten von verschiedenem Radius zusammengeschoben, und diese noch im Einzelnen öfters gestaucht und geknickt, doch, wie die physikalische Beschaffenheit des Materials erwarten lässt, nicht weiter geschiefert.

Auch die starren Bänke des Ockerkalks sind der Transversalschieferung nicht zugänglich gewesen. Wohl aber kommt es vor, dass die Verwerfungen und Verschiebungen, von welchen dieser Complex so oft betroffen wurde, indem er den aufstauenden und seitlich zusammenschiebenden Kräften nicht in derselben Weise folgen konnte, wie die leichter sich biegenden umgebenden Schiefer, in derjenigen Richtung liegen, welche auch die Richtung der Transversalschieferung in der Nachbarschaft ist.

Auch bei den oberen Graptolithenschiefern wurde keine deutliche Transversalschieferung beobachtet; obwohl solche, dem Material dieser Schiefer gemäss, hier nicht befremden würde.

Transversalschieferung bei den devonischen Schichten. Die unterste Schichtengruppe unseres Devon, der Tentaculiten-Knollenkalk ist für transversale Schieferung zugänglich gewesen, was auch bei der über die Kalkknollen vorwaltenden, weichen Thonschiefermasse dieses Gesteins nicht zu verwundern ist; doch ist dasselbe keineswegs überall transversal geschiefert, sondern zeigt oft genug nur eine Ablösung, die nach der Schichtenlage.

So z. B. findet man am Schmiedgrund bei Hämmern (Section Steinheid), an dem ostwärts bergan führenden Pfad den Tentaculitenknollenkalk nicht, oder doch nur unmerklich von der Schichtung abweichend geschiefert; gar nicht weit davon, in dem Hohlweg ostwärts vor Hämmern bemerkt man in demselben Gestein eine Ablösungsrichtung, nach welcher dasselbe auch zerfällt, welche ein ONO. gerichtetes Streichen und NNW. gerichtetes, ziemlich flaches Einfallen zeigt, während die Lage der Kalkknollenreihen und der Schiefermittel zwischen denselben nach NO. streicht und nach SO. einfällt. Ersteres ist transversale Schieferung.

Auch in der Umgegend von Gräfenthal, z. B. im Teufelsgrund, dann bei Grossneundorf, und dicht bei Gräfenthal, am Weg nach der Abdeckerei, findet man transversale Schieferung in diesem Complex; die Erscheinung wird dann ähnlich wie beim oberdevonischen Knotenkalk, von dem weiter unten die Rede sein wird. Figur 6 stellt geschieferten Tentaculiten-Knollenkalk von Gräfenthal dar.

Der aufwärts folgende Complex der Nereitenschiefer und Tentaculitenschiefer bietet für die Entwickelung der secundären Schieferung im Allgemeinen kein günstiges Feld. Die erstgenannten Schichten sind vielfach gestaucht und gekrümmt worden, aber nicht geschiefert; und auch die zwischenliegenden weicheren Tentaculitenschiefer, welche jene Unregelmässigkeiten mitmachen müssen, lassen selten deutliche Transversalschieferung erkennen. In der unteren Partie dieser Schichtengruppe sondern sich manchmal Tentaculiten oder Nereiten führende Thonschieferlagen aus, welche als schlechte Dachschiefer gebrochen werden, an diesen Schiefern wurde lokal transversale Schieferung beobachtet, anderswo aber auch wieder nicht. Die Tentaculitenschiefer zeigen auch öfters griffelförmiges Zerfallen.

Ebensowenig ist in dem mitteldevonischen Wechsel von Tuffschiefern, Tuffgrauwacken und Thonschiefern die Transversalschieferung zu bemerkenswerther Entwickelung gelangt. In der Regel bemerkt man nur Ablösung nach der eben verlaufenden, oder auch Windungen und Biegungen beschreibenden Schichtung; ausserdem kommt es wohl vor, dass eine Art von Klüftung vorhanden ist, welche, soweit sie in der Richtung der in der Nachbarschaft herrschenden Transversalschieferung liegt, letztere vertreten könnte. Wirkliche transversale Schieferung neben der Schichtung wurde in Mitteldevonschichten beobachtet am Ausgang des Pfmersbachthales[1]) in das Oelzethal (Section Spechtsbrunn), in einer Gegend, wo sich erstere überhaupt stark geltend macht.

Eine grössere Bedeutung als in den vorhergehenden Gruppen erlangt dagegen die Transversalschieferung im Oberdevon, speciell in den oberdevonischen Knotenkalken. Zwar pflegt sie auch hier nur lokal aufzutreten, doch sind die von ihr bewirkten

[1]) Richtiger als dieser Name der G.-St.-Karte (1 : 25000) ist wohl Mörsbach.

Erscheinungen bemerkenswerth. — Was zunächst die untere Partie des Oberdevon betrifft, welche als weiche Schiefer, die mehrfach als Wetzschiefer Verwendung gefunden haben, entwickelt ist, so zeigt sich hier abweichende Schieferung nicht, oder tritt doch nur wenig neben der Schichtung hervor; deutlich sind beide neben einander zu sehen an der Landstrasse von Spechtsbrunn nach Gräfenthal, etwas abwärts von der Kniebiegung, welche die Strasse in 1500 Decimalfuss Höhe macht. — Die, einem höheren Horizonte angehörigen quarzitischen Lagen des Oberdevon haben sich der Transversalschieferung nicht gefügt, und wird dies um so auffälliger, wenn neben ihnen geschieferte Thonschiefer oder Knollenkalklagen anstehen; wie z. B. bei Gräfenthal, am Bergsteig nach Lichtenhain, 300 Decimalfuss Höhe über ersterem Ort, nicht weit vor dem alten Culm-Dachschieferbruch.

Eigenthümlich ist nun das Verhalten der oberdevonischen Knollenkalke oder Knotenkalke gegenüber den mechanischen Einwirkungen der transversalen Schieferung. In vielen, ja man kann wohl sagen, den meisten Aufschlüssen macht sich eine abweichende, secundäre Schieferung neben der durch die Lage der Kalkknollen immer deutlich bezeichneten Schichtung nicht geltend; an anderen Stellen wieder ist das um so deutlicher der Fall und beiderlei Verhalten kann an ziemlich nahe gelegenen Lokalitäten zum Ausdruck kommen. So z. B. zeigt bei Steinach im Steinachthal der Knotenkalk, der an der Strasse im Ort selbst und an der Höhe über dem unteren Ende des Orts in Steinbrüchen oder Felsen ansteht, keine abweichende Schieferung, während solche wenig weiter westlich, an der ersten Biegung des Seitenthals, welches am unteren Ende von Steinach von rechts her mündet, sehr deutlich wird. (Vergl. Fig. 1.) Deutliche Transversalschieferung ist ferner z. B. vorhanden an den oberdevonischen Knotenkalken, welche an der Landstrasse von Gräfenthal nach Spechtsbrunn, gleich oberhalb der starken Einbiegung der Strasse bei 1500 Dec.-Fuss Höhenlage, auf eine gewisse Strecke anhaltend anstehen; nur tritt sie hier — und so mag es auch an anderen Lokalitäten sich wiederholen — nicht in der ganzen Strecke mit gleicher Deutlichkeit hervor, weil die Schichtenlage wechselt und so mit

der constanteren Schieferungslage ganz oder nahezu zusammenfallen kann.

Secundär geschiefert zeigen sich diese Knotenkalke ferner im Oelzethal unterhalb Friedrichsthal (nicht oberhalb), und nicht weit davon im Mörsbachthal (grossentheils), ferner bei Buchbach bei Gräfenthal und an anderen Stellen; während sich in den Steinbrüchen bei Haselbach u. s. w. keine solche Schieferung neben der Schichtung zu erkennen giebt. Man bemerkt, dass die transversale Schieferung dann leichter zur Ausbildung kommt und deutlich wird, wenn die Kalkknollenlagen durch hinlänglich breite Zwischenmittel des grünlichen, mit ihnen verwachsenen Thonschiefers getrennt sind, während sie sich in den dicht mit Kalkknoten erfüllten Bänken nicht oder kaum hat ausbilden können.

Die einzelnen Kalkknoten oder -linsen sind bei den erwähnten geschieferten Vorkommnissen nicht aus ihrer ursprünglichen Lage gedreht, sie liegen nach wie vor mit ihrer langen Dimension in der Richtung der Schichtenlage, können aber mit Beibehaltung dieser Lage in der Richtung der schräg durchsetzenden Transversalschieferung ein wenig gegen einander verschoben sein[1]); vergl. Figuren 2 und 3; die transversale Schieferung stösst an den Kalkknoten ab, und dringt kaum in sie ein; in dieser Richtung spaltet das Gestein besser als in der Schichtenlage, nach welcher meist nur unter Vermittelung der Hohlräume, welche der ausgewitterte Kalk hinterlässt, Spaltbarkeit stattfindet.

Es kommt nun aber bei den Oberdevon-Knollenkalken noch ein weitergehender Grad von transversaler Schieferung vor, welcher sich darin offenbart, dass die einzelnen Kalkkörper aus ihrer ursprünglichen Lage, welche natürlich der Schichtungslage entspricht, herausgedreht wurden, so dass sie nunmehr mit ihrer langen Dimension in der Richtung der Schieferung liegen. Es wurde dieses Verhalten namentlich an den obersten oberdevonischen Knollenkalken mehrmals wahrgenommen, welche über den quarzitischen

---

[1]) Auch Liebe erwähnt, Erläuterung zu Section Pörmitz der geol. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten, 1881, dass die Kalkknoten der oberdevonischen Knotenkalke bisweilen aus ihrer ursprünglichen Lage heraus gegen einander verschoben seien.

Schichten an der Grenze zu den Dachschiefern des unteren Culm liegen. Diese Knollenkalklagen, deren Zahl 50 übersteigen kann, sind durch breitere Zwischenmittel eines dunkleren, und dadurch dem Culmschiefer schon ähnlichen Thonschiefers getrennt, und verhalten sich eigentlich mehr als Kalkplatten, welche Platten aber aus einzelnen, mit einander verwachsenen, resp. durch Thonschiefermasse flaserig getrennten Theilstücken von beiläufig lang sphäroidischer, oder spindelförmiger Gestalt bestehen; eben diese Theilstücke sind es nun, welche mitunter durch den mechanischen Effect der Transversalschieferung aus ihrer Lage gedreht sind und nun alle mit der längsten Dimension parallel in der Schieferungsrichtung liegen, so dass ihr ursprünglicher Zusammenhang durch von den Seiten her zwischeneingedrungene Schiefermasse aufgehoben ist; die Kalkstücke selbst brauchen dabei in ihrer Form keineswegs geändert zu sein und zeigen auch sonst keine Brüche.

Dieses Verhalten lässt sich z. B. auf der Höhe östlich von Steinach auf dem Bergsteig beobachten, da, wo dieser in 1600 Dec.-Fuss Höhe eine ONO.-Richtung angenommen hat: so lange die veränderliche und in Falten geschlagene Schichtung zufällig in die constante Lage der Transversalschieferung hineinfällt, sieht man zusammenhängende Kalkknollenlagen oder -platten; sobald sich jene gedreht hat und einen, wenn auch nicht grossen Winkel mit der Richtung der Schieferung macht, sieht man isolirte parallele Kalkknollen[1]). Die Figuren 4 und 5 stellen dieses Verhalten dar.

Ganz dasselbe, wie hier bei Steinach, sieht man, fast noch besser, bei Gräfenthal, in 1400 Dec.-Fuss Höhe, an dem Bergweg, der von dort in SSW.-Richtung bergauf führt, eine Strecke, ehe man an den alten Culm-Dachschieferbruch kommt; auch schon an dem unteren Knotenkalkhorizont, der, durch eine quarzitische Zone von jenem oberen getrennt, Bänke mit kleineren und ge-

---

[1]) Durch Verwitterung lösen sich die Kalkknollen endlich zu braunem Mulm auf. — An der genannten Lokalität lässt sich noch eine andere Beobachtung anstellen: da, wo die kalkigen Platten, also die Schichtung mit der Transversalschieferung zusammenfällt, zerfällt das Gestein in Blätter und Plättchen; in dem Maasse als die Schichtlage sich gegen die Schieferung dreht, zerfällt es griffelförmig.

drängt liegenden Kalkknoten enthält, scheinen an diesem Wege, ausnahmsweise, einzelne dieser Kalkkörper in der Schieferungsrichtung zu liegen. — Auch an der Ostseite des Thales S. von Buchbach bei Gräfenthal, an dem Steig, der etwa 500 Schritt vom Südende genannten Dorfes bergan führt, wiederholt sich die beschriebene Erscheinung.

Transversalschieferung in den Culmschichten. Die untere Partie des Culm wird in Thüringen und weiterhin in der Hauptsache durch einen dunkelen Thonschiefer gebildet, welcher für die Transversalschieferung sehr zugänglich gewesen ist; es lässt sich behaupten, dass dieser Schiefer durchweg secundär geschiefert ist, wobei natürlich, wie sonst, diese Schieferung auch stellenweise mit der Schichtenlage coincidiren kann. An einigen Stellen zerfällt dieser Thonschiefer griffelig und wird sogar hie und da zu Griffeln benutzt, worauf wir zurückkommen werden; im Uebrigen zerfällt er in Platten und findet an vielen Orten als Dachschiefer Verwendung, dessen Qualität allerdings erst weiter östlich, in den bekannten grossen Brüchen von Lehesten sich zu einer vorzüglichen erhebt; es bedarf kaum der Bemerkung, dass diese Dachplatten ihr natürliches Lager in der transversalen Schieferung haben. Die Schichtung ist sehr gewöhnlich in Gewölbe und Falten, ja mitunter in zickzackförmige Knicke gelegt, lässt sich indess nicht allenthalben gut neben der sie verdeckenden secundären Schieferung wiedererkennen.

Weit weniger, als im unteren Culm, macht sich die transversale Schieferung im oberen Culm geltend, welcher aus Grauwackebänken und Thonschiefer zusammengesetzt ist. Selten wird es in dieser Abtheilung dazu kommen, dass die vielfachen Sattel- und Muldenbiegungen der Schichten durch Transversalschieferung verdeckt würden, höchstens könnte dies einmal bei stärker entwickelten Thonschiefern, nie bei Grauwacke sein. Sehr oft aber tritt abweichende Schieferung in den Thonschiefern, oder auch in einem Wechsel von Thonschiefer mit Grauwacke neben der Schichtung und ihren Faltenbiegungen hervor, manchmal ganz untergeordnet, manchmal stärker, manchmal so, dass beiderlei Ablösungen sozusagen im Gleichgewicht sind, doch von Stelle zu

Stelle, oder von Strecke zu Strecke in ihrem Ausbildungsgrade wechselnd. Es bedarf keiner ausführlicheren Herzählung von Lokalitäten, um dies im Einzelnen nachzuweisen; ein aufmerksamer Gang durch das Steinachthal, von Steinach abwärts bis zum Austritt aus dem Gebirge, oder durch das Rögitzthal abwärts von Haselbach, das Oelsethal abwärts von Friedrichsthal, oder das Tettauthal von Tettau nach Heinersdorf, wird das oben im Allgemeinen Angeführte im Einzelnen bestätigen können. In den reineren Grauwackedistrikten, wie in der Partie von Sonneberg über das untere Steinach- und Tettauthal nach Stockheim und Rothenkirchen, fehlt Transversalschieferung fast ganz, äussert sich aber doch manchmal in den Grauwackebänken in Form einer Querklüftung. Dagegen kann sie in den allerdings beschränkten reineren Thonschieferdistrikten, wie gesagt, recht ausgebildet sein; ein Beispiel hierfür giebt das Röthathal, in seinem Verlauf bis zur unteren Grenze des oberen Culm, überhaupt die ganze benachbarte Culmpartie bis zum vorderen Gebirgsrand auf Section Neustadt. — Manche Stellen geben Gelegenheit, auch an den Schiefern des oberen Culm die Beobachtung zu wiederholen, dass Interferenz von Schichtungs- und Schieferungsablösung ein scheitförmiges oder grob griffelförmiges Abspringen und Zerfallen des Gesteins bewirken kann, und es ist anzunehmen, dass dies besonders dann stattfinden wird, wenn die Ablösung in beiderlei Richtung gleich gut von statten geht.

Nach diesem Ueberblick über das Vorkommen der transversalen Schieferung bei den einzelnen Systemen können wir unsere eingangs ausgesprochene Behauptung wiederholen, dass diese mechanische Einwirkung auf die Schichten zwar über den ganzen Raum des Schiefergebirges hin verbreitet ist, dabei aber doch bei den einzelnen Systemen und deren Abtheilungen zu einer sehr ungleichen Ausbildung gelangt ist, welche von völliger Abwesenheit bis zur grössten Vollkommenheit geht; und ferner, dass eine solche, wenn auch minder grosse, und örtlich oder regional sich äussernde Ungleichheit sogar bei den einzelnen Abtheilungen oder doch einigen derselben besteht.

Woher kommt nun diese Verschiedenheit in der Ausbildung der secundären Schieferung? Verhielten sich die einzelnen petrographisch verschiedenen Schichtensysteme in Bezug auf diese mechanische Umänderung in sich selbst überall gleich, so liesse sich behaupten, dass nur ihre physikalische Beschaffenheit prädisponirend für den Grad oder Ausfall der secundären Schieferung gewesen sei. Wir haben nun aber gesehen, dass eine solche Gleichheit nur bei gewissen Systemen annähernd besteht, so bei den cambrischen und unteren Culmdachschiefern, bei anderen Systemen aber nicht, so beim oberen Culm. Wir müssen also annehmen, dass auch ungleich starke, oder lokal und regional ungleich vertheilte seitliche Pressungen zu obigem Resultate beigetragen haben. Ob sich solche Ungleichheiten in anderer Weise wieder ausgleichen müssen, etwa durch vermehrte Faltung und Stauchung oder sonstige mechanische Beanspruchungen, so dass doch durchweg annähernd dieselbe mechanische Leistung des Latraldrucks resultirt, ist sehr schwer zu sagen und kaum möglich zu beweisen; man kann es nur vermuthen.

Richtung und Lage der Transversalschieferung.

Die Streichlinie der Transversalschieferung weicht im thüringischen Schiefergebirge — soweit dasselbe unsererseits untersucht wurde — von der Streichlinie der Schichtung, resp. dem mittleren Streichen der Schichtenzüge und ihrer Falten, gewöhnlich etwas ab, wenn auch nicht immer sehr beträchtlich, doch merklich genug.

Lassen wir das Gebiet der ältesten Schieferzonen, der phyllitischen und halbphyllitischen (welches sich besonders auf den Sectionen Eisfeld, Masserberg und auch noch einem Theil von Section Breitenbach vorfindet) hier ausser Betracht, da dort die Transversalschieferung sich wenig geltend macht, so können wir auf Grund sehr zahlreicher Beobachtungen resp. Compassablesungen sagen, dass in dem ostwärts folgenden Gebiet, in der ganzen Schieferfolge von den cambrischen Thonschiefern und Quar-

ziten bis in die Thonschiefer und Grauwacken des oberen Culm das Streichen der Transversalschieferung fast stets sich der Richtung ONO. nähert, während das Streichen der Schichten mehr mit der Richtung NO. zusammenfällt. — Dieser Satz gilt indess nur für das Gebiet, wo sich in der Anordnung der Schichtenzüge die SW.—NO. tektonische Richtung als durchaus vorherrschend zeigt, während wir etwas weiterhin, wo neben dieser Richtung die kreuzende SO.—NW. tektonische Richtung als gleichberechtigt sich geltend macht, ein anderes Verhalten finden, wie noch näher angegeben werden wird.

Die nordöstliche Anordnung der aufgestauten Schichtenfolgen in Verbindung mit ostnordöstlichem Verlauf der Transversalschieferung tritt besonders im Bereich der Sectionen Breitenbach, Steinheid, Spechtsbrunn, auch noch eines Theils von Section Gräfenthal hervor, und gilt, wie gesagt, vom Cambrium bis in den Culm, soweit eben deutliche Transversalschieferung vorhanden ist. Abweichungen von der im Allgemeinen SW.—NO. laufenden Richtungslinie der Schichtenfalten etc., in Gestalt von Querverwerfungen u. s. f. fehlen in diesem Gebiet nicht ganz, aber jene tektonische Linie dominirt. Das Streichen der Transversalschieferung nähert sich meist der Richtung ONO., überschreitet dieselbe auch wohl noch und nähert sich fast der W.—O.-Linie; absolute Constanz ist darin natürlich nicht vorhanden, und da solche auch bei der Streichlinie der Schichten nicht sein kann, so weichen diese beiden Streichlinien bald um einen grösseren, bald um einen kleineren Winkel von einander ab. Das Einfallen der Transversalschieferung ist in diesem Gebiet fast immer ein nordwestliches, oder vielmehr ein nach NNW. gerichtetes, mit den entsprechenden kleinen Abweichungen nach NW. bis fast N.; nur ausnahmsweise wurde eine Abweichung des Einfallens von NW. nach W. zu beobachtet, ein Hinaustreten der Einfallrichtung aus dem Quadranten W.—N. jedoch nie. Der Grad des Einfallens bleibt sich nicht gleich; sehr oft ist das Einfallen steil, bis sehr steil, steiler als das der Schichtung, aber es kommen auch flachere Einfallwinkel, z. B. 40°, 30° vor. Die grössere Constanz der Transversalschieferung gegenüber der Schichtung tritt besonders in der genannten R i c h t u n g d e s E i n f a l l e n s hervor;

dem gegenüber bringen die vielfachen Umbiegungen und Falten der Schichten öfters ein südöstliches oder sonst abweichendes Einfallen für die Schichtung hervor.

Anders ist dagegen die Transversalschieferung, wie gesagt, in der weiter nach O. gelegenen Gebirgspartie orientirt, wo in der Anordnung der Schichtenzüge neben der tektonischen Linie SW. — NO. die kreuzende Linie SO. — NW. gleichwerthig hervortritt, und infolge davon auch grosse Unregelmässigkeiten der Lagerung zu Stande gekommen sind. Soweit unsere Beobachtungen reichen, gilt dies namentlich für den südöstlichen Winkel von Section Gräfenthal und den anstossenden NO.-Winkel von Section Spechtsbrunn. (Umgegend von Gräfenthal, Buchbach, Lichtenhain, Partie um die Landstrasse vom Rennsteig abwärts nach Gräfenthal.) Man findet hier allenthalben die Transversalschieferung so orientirt, dass ihr Streichen ein nordnordöstliches und ihr Einfallen ein westnordwestliches, mitunter fast westliches ist, mit meist steilem bis sehr steilem Einfallswinkel.

Eine ganz befriedigende Erklärung für die abweichende Lage der Schieferung gegenüber der Schichtung, sowie für ihre Orientirung an den verschiedenen Stellen zu geben, ist schwierig. Die jetzt wohl allgemein getheilte Auffassung geht dahin, die Schieferung, wie schon die Schichtenaufstauung und -Faltung von dem in der äusseren Erdrinde wirksamen Lateraldruck abzuleiten. Wir wissen nun, dass die Wirkungen desselben sich in vielen Gebirgen nach mehreren Richtungen geäussert und in diesen Richtungen zu verschiedenen Zeiten wiederholt haben, einmal in dieser, ein andermal in jener Richtung. Gilt dies schon von qualitativ gleichen Aeusserungen des Seitenschubes, wie von Aufstauung und Faltung, so wird es nicht minder von qualitativ verschiedenen Aeusserungen gelten, von Faltung einerseits und Schieferung andererseits. Und insofern werden wir die mit dem Schichtenstreichen nicht zusammenfallenden Streichlinien der Schieferung unserer Gebirgsgegenden von anders gerichteten Aeusserungen des allgemeinen Seitendrucks ableiten dürfen, welche wahrscheinlich zu einer Zeit eintraten, als der Schichtenbau schon aufgerichtet und gefaltet war, welche aber, wie wir weiter oben sahen, die einzelnen Theile

des Ganzen nicht ganz gleichmässig betrafen. Ob sich in den oben bezeichneten Streichlinien der Schieferung vielleicht gewisse Mittelkräfte von solchen Kräften kundgeben, welchen die beiden tektonischen Faltungsrichtungen entsprechen, wagen wir kaum zu behaupten.

Wenn wir das Einfallen der Schieferung, wie in so vielen anderen Gegenden, in der Regel nicht vertical, sondern mehr oder minder steil geneigt finden, so weist dies darauf hin, dass wir sie zunächst nicht von einem reinen Horizontaldruck abzuleiten haben, sondern eher von selbst schon abgeleiteten Seitenpressungen oder regionalen Modificationen des Horizontalschubes, auf deren Richtung wahrscheinlich die Gestalt und Lage der bereits aufgestauten Schichtenmassen oder Gebirgskörper bestimmend einwirkten.

Ein anderer Erklärungsversuch wäre der, die nicht verticale Stellung der Schieferung als eine secundäre, erst durch spätere Bewegungen resp. Hebungen und Senkungen erreichte aufzufassen; diese Erklärung würde jedoch an den durchaus nicht unmerklichen Wechseln in der Lage der Schieferung von Strecke zu Strecke Schwierigkeiten finden.

Der untersilurische Griffelschiefer und seine lineare Streckung.

Der untersilurische Griffelschiefer, wie er in der Gegend von Hämmern, Steinach, Haselbach, Hasenthal und Spechtsbrunn im südlichen Theil des thüringischen Schiefergebirges sich entwickelt findet, ist ein dunkelblau-schwarzer Thonschiefer von sehr gleichmässiger und weicher Beschaffenheit, welche ihn, in Verbindung mit seiner fast faserigen Textur, zu einem so besonders geeigneten Material für Schreibgriffel macht, und die Veranlassung zu seiner ausgedehnten Gewinnung in einer grösseren Zahl bedeutender Steinbrüche gewesen ist. Transversale Schieferung und lineare Streckung lassen sich an diesem Schiefer neben einander und un-

abhängig von der ursprünglichen Schichtung in den genannten günstigen Aufschlüssen erkennen; zu ihnen tritt noch eine mehrfache Zerklüftung des Gesteins. Es ist nicht etwa nur die Interferenz zweier Schieferungsrichtungen oder die Interferenz der Schichtung mit den Schieferungsrichtungen — wie solche mitunter ein Ablösen des Gesteins in parallelepipedischen oder stengeligen Stücken bewirken —, was die hier vorliegende Griffelung zuwege bringt; sondern eine noch weiter gehende, auf mechanischem Wege in das Gestein eingeführte Structur, wie im Folgenden näher gezeigt werden soll; denn gerade für diesen Griffelschiefer, wenigstens grössere Partieen desselben, liegen recht augenscheinliche Anzeichen für einen wirklichen Streckungsvorgang im Gestein vor.

Etwas schwieriger als Klüftung und Schieferung ist bei diesem Griffelschiefer in der Regel die Lage der ursprünglichen Schichtung zu erkennen. Sie tritt hinter jenen zurück und hat von vorn herein in dem gleichmässig beschaffenen Sediment, in welchem sich nur selten heterogene Lagen und an Masse nur geringfügige heterogene Mineralbildungen vorfinden, öfters nur einen mangelhaften Ausdruck gefunden[1]. Doch gelingt es im Ganzen ohne Schwierigkeit, an verschiedenen Merkmalen die Schichtflächen zu entdecken[2], und solche zeigen sich dann in bekannter Weise, durch Interferenz mit der leichter kenntlichen und in unzweideutigster Weise vorhandenen Transversalschieferung, höckerig, gegriffelt oder abgetreppt und so zerschnitten, dass man keine grösseren, zusammenhängenden Platten in ihrer Richtung erhalten kann.

Wo sich solche Schichtflächen oder Schichtungslinien an grösseren Steinbruchswänden etwas weiter verfolgen lassen, sind mitunter Biegungen und Faltungen der Schichtung zu constatiren, welche von der constant parallel bleibenden Schieferung durchsetzt werden.

---

[1]) Es fehlt im Griffelschiefer doch nicht ganz an einem durch geringfügige Unterschiede in der Färbung bezeichneten Wechsel in der Schichtungslage, wenigstens ist ein solcher hie und da zu bemerken.

[2]) In einzelnen Fällen treten die Schichtflächen sogar mit derselben Deutlichkeit hervor, wie die Flächen der Transversalschieferung, so z. B. hie und da in dem obersten, alten Griffelbruch am Fellberg.

Zur sicheren Erkennung der Schichtungsflächen sind nun ganz besonders wichtig die Einlagerungen von Pyrit- oder Markasitknollen, welche sich mitunter in grosser Anzahl auf solchen Flächen versammelt vorfinden.

Auch abgesehen von den Schichtungsflächen sind Knollen und Concretionen von Schwefelkies durch die Masse dieses Schiefergesteins hindurch sehr verbreitet, in Form einzelner oder in Menge zusammengruppirter Krystalle oder zu Concretionen verwachsener krystallinischer Aggregate; theils auch in Form grösserer sphäroidischer Linsen oder Concretionen von Pyrit mit quarzitischer Masse und Quarz (die sog. Kälber oder Kieskälber der Steinbrecher); und wenn schon im Allgemeinen solche Bildungen eine Anordnung oder Reihung in der Schichtungsrichtung erwarten lassen und wirklich zeigen, so wird insbesondere eine Ablösungsfläche, auf welcher sich solche Schwefeleisenknollen in Menge nebeneinander finden, unzweifelhaft als ursprüngliche Schichtfläche bezeichnet, wie auch sonst die deutlicheren Schieferungs- und Klüftungsflächen liegen mögen[1]).

Sehr häufig nun ist mit diesen krystallinischen Schwefeleisenconcretionen Faserquarz verwachsen, neben und mit welchem öfters auch ein weisses (bis schwachgrünliches), sehr weiches, seiden- bis perlmutterglänzendes, ebenfalls faseriges Mineral vorkommt, welches mit dem, dem Pyrophyllit nahe stehenden Gümbelit identisch sein dürfte[2]). Bei näherer Untersuchung stellt sich

[1]) Mitunter treten die Markasit-Concretionen auf gewissen Schichtflächen so dicht zusammen, dass sie förmliche Schwarten bilden, deren fest mit anhaftender Thonschiefersubstanz verwachsene Oberflächen in eigenthümlicher Weise wulstig erscheinen, indem die Concretionen dicht aneinander fast im Quincunx gestellt sind; solche wurden z. B. in einem Griffelbruch am Steinheider Berg bei Steinach beobachtet; sie wiederholen sich ebenso im unteren Culmschiefer.

Die Verwitterung des reichlich vorhandenen Schwefelkies resp. Markasit ist auch der Grund der so oft den Griffelschiefer auf Klüften überziehenden rothen Farbe; ein anderes Eisenmineral fehlt eben im Griffelschiefer. An frei der Atmosphäre ausgesetzten Schichtflächen sieht man die Markasitknollen meist in Rotheisen verwandelt.

[2]) Bei vergleichenden Löthrohrversuchen ergaben sich bei diesem Mineral (Proben von Griffelbrüchen bei Steinach, sowie aus Griffelschiefer des unteren Culm bei Haselbach, wo ganz dasselbe Mineral an Markasitknollen faserig ansitzt)

immer heraus, dass die Fasern des Faserquarzes (und jenes anderen Minerals) in derselben Richtung laufen, wie die faserige oder griffelige Structur des umgebenden Schiefers.

Mit besonderer Deutlichkeit wurde die Faserquarzbildung und ihre erwähnte Lage in dem grossen Griffelbruch am Fellberg bei Steinach beobachtet, wo der Betrieb öfters solche Flächen mit Markasitknollen, denen Faserquarz ansitzt, blosslegt; die nähere Untersuchung eines solchen Vorkommens zeigt, dass die Faserquarzbildung mit den Streckungsvorgängen, denen diese Schieferpartie unzweifelhaft ausgesetzt gewesen ist, in engstem Zusammenhang steht, dieselben gleichsam erläutert; und es möge daher dieses Vorkommen mit den sich daraus ergebenden Schlüssen näher erörtert werden.

Die Schwefeleisenknollen, die auf diesen Flächen in Menge liegen, sind bis faustgross und kleiner, haben eine rundliche, kugelige oder häufig flach sphäroidische und unregelmässig platt knollige Gestalt; das Schwefeleisen ist durch Oxydation fast durchweg in rothes Eisenoxyd übergeführt [1]).

Diese Schwefeleisenknollen sind es, welche auch hier die Basis für eine secundäre Quarzbildung abgegeben haben, und zwar stellt sich der Quarz entweder durchaus als Faserquarz mit z. Th. höchst

---

und bei Gümbelit (Proben aus Graptolithenschiefer von Hämmern, wo der Gümbelit z. Th. mehr schuppig ist) dieselben Reaktionen.

Der Gümbelit tritt u. a. als Versteinerungsmittel von Graptolithen auf und ist auch sonst im Schiefergebirge sehr verbreitet. Siehe Gümbel, Geog. Beschr. d. Fichtelgebirges, Sachregister.

[1]) Dies geht so weit, dass kleine Proben bei der Löthrohrprüfung keine Reaktion auf Schwefel mehr geben; doch können dabei, nach erfolgter Weglösung des Oxyds durch längere Behandlung mit Salzsäure, am Rande, wo der umgebende Quarz beginnt, noch kleine Schwefelkiesreste vorhanden sein, häufiger gewahrt man hier nur im Quarz die Eindrücke kleiner verschwundener Würfel mit gestreiften Fächen. Das strahlige Gefüge, welches in dem die Stelle des zerstörten Schwefeleisens einnehmenden Eisenoxyd öfters hervortritt, lässt für solche Partieen mehr die frühere Anwesenheit von Markasit als von Pyrit annehmen. Uebrigens schliesst die Gegenwart des einen der beiden Mineralien die des andern nicht aus, da beide in Verwachsung vorkommen können.

Nach Richter, »Das Thüring. Schiefergebirg«, Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXI, 1869, p. 442, bestehen die Schwefeleisenellipsoide des Griffelschiefers nur ausnahmsweise aus Pyrit, in der Regel aus Markasit.

feinfaseriger Structur dar, oder zeigt sich doch wenigstens äusserlich am Contakt mit dem umgebenden Schiefer faserig. Die Faserquarzbildung ist von zwei gegenüberliegenden Seiten eines Knollens ausgehend nach entgegengesetzter Richtung in der Weise vorgeschritten, dass alle Fasern annähernd parallel laufen, nicht nur an ein und demselben Knollen, sondern überhaupt bei allen, soweit solche auf der entblössten Schichtfläche zu bemerken sind. In der Richtung quer zur Richtung der Fasern bleiben die Knollen von dem Quarzansatz mehr oder weniger weit frei, je nach der Gestalt des Knollens und der Möglichkeit des Eindringens der Kieselsäure haltenden Lösung zwischen Kiesknollen und einschliessendem Thonschiefer in später näher anzugebender Weise. (Körperlich betrachtet umschliesst der Quarz den Schwefeleisenknollen unregelmässig schalenförmig und breitet sich seitlich auf demselben zu einer sehr dünnen Schicht aus, während er sich nach dem andern Ende hin zu einem geschlossenen Faserbündel etwas verjüngt; der von Quarz freibleibende Theil des Knollens ist eine Art sehr unregelmässig verlaufender Ringfläche.) Die Figuren 8*a* und 8*b* zeigen derartige, zu Oxyd verwitterte Schwefeleisenknollen mit Faserquarzansätzen in natürlicher Grösse. Figur 7 zeigt, verkleinert, ein Stück einer mit solchen Knollen bedeckten Schichtfläche; alle Fasern des Quarzes laufen hier in derselben Richtung, welche zugleich die Griffellage ist. In Wirklichkeit ist wegen des alle Theile der Schichtflächen überziehenden und färbenden Eisenoxyds die Erscheinung etwas verundeutlicht.

Wir können, wie schon bemerkt, für diese Faserquarzmasse nur eine secundäre Entstehungsweise annehmen; als ursprüngliche Bildung, die gleichzeitig mit der Bildung oder Concentration der Schwefeleisenknollen im Thonschiefer erfolgt wäre, sind sie unverständlich. In der That kommen, wie angeführt, auch anderweitige Concretionen im Schiefer vor, bei welchen man es mehr mit concentrisch angeordneten Verwachsungen von Schwefelkies und quarziger oder besser quarzitischer Masse zu thun hat, und welche, wie nicht minder die krystallinischen Gruppen und Knollen von Schwefeleisen an und für sich (ohne Faserquarz betrachtet) alle Merkmale jener knolligen oder sphäroidischen Concretionen be-

sitzen, wie sie in Thonschiefer und auch anderen Schichtgesteinen so häufig als ursprünglich eingebettete Mineralbildungen vorkommen; solche Concretionen werden aber, neben ihrer im Allgemeinen concentrischen Anordnung, selbst wenn der Druck des successive aufgelagerten Sediments auf ihre Anordnung und Gestalt noch von Einfluss gewesen sein sollte, immer eine in der Fläche der Schichtung ziemlich gleichförmig ausgedehnte oder abgeplattete Gestalt besitzen, nicht aber nach ein und derselben bestimmten Richtung in der Schichtungsebene alle eine Verlängerung oder Streckung oder lineare Parallelstructur annehmen können, wie dies gerade bei jenen Faserquarzansätzen der Schwefeleisenknollen in so auffallender Weise hervortritt.

Da ferner so wenig wie diese Faserquarzansätze selbst, auch der von ihnen eingenommene Raum ursprünglich vorhanden gewesen sein kann, — denn die Concretionen müssen der Natur der Sache nach und wie in allen solchen Fällen von dem umgebenden Sediment dicht umschlossen gewesen sein, — so muss für diesen Raum und seine Ausfüllung eine spätere Entstehung angenommen werden. Es verhält sich somit diese Bildung einigermaassen wie eine von Quarz erfüllte Kluft oder Gangspalte im Gestein. Indess liegt es auf der Hand, dass die mechanischen Bedingungen, welche zur Herstellung jener Discontinuitäten geführt haben, die zwischen dem Pyrit resp. Markasit und dem Thonschiefer bei jeder Concretion in ganz gleicher Weise sich wiederholen, andere gewesen sein müssen, als diejenigen, welche das Gestein durchsetzende Sprünge oder Klüfte zur Folge haben. Vielmehr ist die in Rede stehende Faserquarzbildung ein augenscheinlicher Beweis von Streckungsvorgängen, die in diesen Schieferschichten nach einer ganz bestimmmten Richtung — eben der Richtung in welcher die Fasern verlaufen — stattgefunden haben.

Es lässt sich dies etwa wie folgt näher begründen. Was zunächst den Streckungsvorgang als solchen betrifft, so ist derselbe eine Wirkung starken Drucks, oder genauer wahrscheinlich eine Art der Aeusserungen des Lateraldrucks in der äusseren Erdrinde, und besteht derselbe in einer grossen Summe kleiner und kleinster gleich gerichteter Verschiebungen, welche durch die

ganze Masse des Gesteins hindurch von Theilchen zu Theilchen stattfanden, resp. sich durch eine gewisse, vielleicht längere Zeit wiederholten. Beim Eintritt dieses Streckungsvorgangs nun musste sofort der grosse Unterschied in der physikalischen Beschaffenheit des Pyrits oder Markasits und des ihn einschliessenden Thonschiefers zur Geltung kommen: Die Massentheilchen des krystallinisch starren Schwefeleisens konnten der streckenden Bewegung nicht in dem Maasse folgen, als die leichter an einander zu verschiebenden Theilchen des weichen, nicht krystallinischen Thonschiefers, sie blieben wegen der überwiegenden krystallinischen Cohäsion im anfänglichen Zusammenhang, während die Schiefertheilchen in der Bewegung oder Verschiebung voranschritten. So musste eine Discontinuität zwischen Schiefer und Pyrit in der Richtung der Bewegung, d. i. zugleich auf denjenigen Seiten der Pyritknollen, welche am wenigsten dem Druck ausgesetzt waren, entstehen, und in dieser Discontinuität konnte in dem Maass als sie entstand und sich vergrösserte, nach Art irgend welcher andern Secretionen in hohlen Räumen Kieselsäure aus Lösung auskrystallisiren. Die faserige Textur der auskrystallisirten Kieselsäure giebt zugleich einen Beweis für das nur allmähliche Voranschreiten des Vorgangs; hätte der Hohlraum zwischen Schwefelkies und Thonschiefer sich wesentlich schneller gebildet als seine Ausfüllung, oder wäre die Kieselsäure in den schon fertig gebildeten Hohlraum auskrystallisirt, so würden wir eine körnig krystallinische oder eine in concentrischen Lagen erfolgte Ausfüllung des Hohlraums mit Kieselsäure — etwa nach Art der auskrystallisirten Drusenräume, oder Geoden — finden, jedoch keine längsfaserige. Die Faserstructur entspricht nun aber ganz einer successiven Vergrösserung der Discontinuität, welche in ihrem ersten Beginn den Anlass gab zum ersten Ansatz der auskrystallisirenden Kieselsäure in einer unendlich dünnen Schicht; an diese aus dicht gedrängten krystallinischen Individuen zusammengesetzte Basis krystallisirte mit dem Voranschreiten der Discontinuität neuer Stoff aus Lösung an, was sich wiederholte so lange der Vorgang dauerte, und so kam nach und nach ein längsfaseriges oder stengeliges krystallinisches Aggregat, ein Faserbündel zu Stande.

Eine weitere Voraussetzung zum Zustandekommen dieser Faserquarzmassen ist offenbar genügender Zutritt der die Kieselsäure absetzenden Solution; dazu war aber gerade auf den Ablösungsflächen der Schichtung, auf welcher die in Rede stehenden Knollen liegen, mindestens so gute Gelegenheit als im Innern der Gesteinsmasse, und wir finden daher bei den oben erwähnten im Innern des Gesteins liegenden, meist grösseren Concretionen (sog. »Kälbern«) jene secundäre seitliche Quarzbildung weniger. Auch bei diesen musste sich natürlich die Cohäsionsdifferenz zwischen Concretion und Schiefer bei der Streckung geltend machen, ein leerer Zwischenraum wird aber auch hier nicht haben bestehen können, da er durch die unter starkem Druck stehende und demselben langsam nachgebende Schiefermasse wieder geschlossen werden konnte[1]).

Wie die beschriebene Faserquarzbildung vorliegt, zeigt sie deutlich das Vorhandensein und die Richtung der streckenden Bewegung an; wir ersehen, dass diese Bewegung hier nicht etwa frei nach einer beliebigen Seite in der Normalebene des Drucks, sondern nur in einer bestimmten Richtung erfolgt ist. Geringe Knickungen, die im Verlauf der Fasern sich nicht selten zeigen

[1]) Zum Unterschied von den Schwefeleisenknollen sind diese grösseren, aus quarzitischer Masse bestehenden Sphäroide bei der Streckung oft wiederholt gerissen und die so entstehenden Spalten allerdings auch mit secundärem Quarz, z. Th. Faserquarz, erfüllt.

Wenn die Faserquarzansätze der auf den Schichtflächen liegenden Pyrit- oder Markasitknollen, wie es öfters vorkommt, im Innern mehr körnig als faserig erscheinen, so dürfte dies vielleicht weniger in späterer Umkrystallisirung als darin begründet sein, dass in solchen Fällen die gänzliche Erfüllung des Raumes mit Kieselsäure nach innen zu etwas später eintrat als aussen herum.

Auch an Pyritwürfeln, die in der Griffelschiefermasse mehr vereinzelt liegen, wurden Ansätze von Faserquarz beobachtet; derselbe bildet dünne Platten auf gegenüberliegenden Seiten der Pyritwürfel, oder nur auf einer Seite, oder greift auch um Ecken herum, je nachdem der Krystall zur Streckrichtung lag. Der Quarz erscheint nicht gleichmässig an allen Pyritwürfeln und nicht gleichmässig dick an jedem; die Fasern laufen auch hier parallel. — Mitunter erscheinen die Pyritwürfel verschoben und nicht mehr rechtwinkelig, wohl deshalb, weil sie bei fortgesetzter Druckwirkung von inneren, wenn auch noch so kleinen und nicht sichtbaren Brüchen betroffen sind und so an der Verschiebung etwas theilgenommen haben.

(vgl. Figur 8b), bedeuten ohne Zweifel, dass die streckende Bewegung nicht ganz continuirlich war und sich nicht genau parallel blieb. — In den Faserquarzbüscheln, welche an den Schwefeleisenknollen sitzen, haben wir überdies einen Maassstab für die Grösse der stattgehabten Verschiebung.

Ein vollkommenes Analogon zu unserer Faserquarzbildung ist die Ausfüllung der Zwischenräume der schon lange bekannten, in letzter Zeit wieder viel besprochenen, durch Streckung gerissenen Belemniten mit Faserquarz oder mit Faserkalk. Auch DAUBRÉE kommt bei der Besprechung dieser Bildungen zu dem Schluss, dass sie einen Beweis für den langsamen und allmählichen Verlauf des Streckungsvorganges enthalten; er führt zum weiteren Vergleich die Bildung des Fasergypses an und die in vielen Fällen zu erkennende, langsame Ausfüllung von Erzgangspalten während successiver Erweiterung[1]).

Auch kann hier die von SORBY beschriebene Umformung von Crinoidenstielgliedern verglichen werden, welche in geschiefertem resp. gestrecktem Kalkstein vorkommt und bei welcher ebenfalls, der von SORBY gegebenen Figur nach zu urtheilen, der auf der Druckseite gelöste kohlensaure Kalk sich auf der vom Druck abgewendeten Seite faserartig ansetzt[2]).

Was nun die Lage der Streckung oder Faserung im Griffelschiefer belangt, oder m. a. W. die Richtung, nach welcher das Gestein schon in situ sich in Griffel auflöst oder künstlich in solche getrennt werden kann, so wurde als Regel beobachtet, dass jene

---

[1]) Bull. soc. géol. France. 3 sér. tome IV, 1876, p. 551.

[2]) Quart. Journal, 1879, Proceedings, p. 88 ff. — Auch abgesehen von den Griffelschiefern des unteren Silur und unteren Culm bemerkt man manchmal Faserquarz an noch vorhandenem oder verschwundenem Pyrit in Thonschiefer, und es mögen auch hier Streckungsvorgänge, wenn auch nicht so durchgreifender Art wie bei den Griffelschiefern, den Anlass zur Bildung dieses Minerals gegeben haben; überhaupt könnte dieser Gesichtspunkt bei Vorkommnissen von Faserquarz und anderen faserigen Mineralien in's Auge zu fassen sein.

GÜMBEL erwähnt Faserquarz neben Schwefelkies in den kohlereichen Silurschiefern. (Geog. Beschreib. d. Fichtelgebirges, p. 275.) — Verschobene Pyritwürfel aus Dachschiefer erwähnt auch DAUBRÉE (Synthet. Studien z. Experimentalgeologie 1880, p. 337).

Richtung in der Durchschnittslinie der Schichtenlage mit der Transversalschieferung gelegen ist, oder doch nahezu mit ihr zusammenfällt. Wohl in sämmtlichen Griffelbrüchen im untersilurischen Griffelschiefer der Gegend von Steinach, Haselbach und Spechtsbrunn trifft dies zu. Man findet hier durchweg ein mittelsteiles Einfallen der Transversalschieferung nach NW., während die Schichten etwa mit demselben Steilheitsgrad nach SO. fallen, so dass beide Lagen ziemlich rechtwinkelig aufeinander stehen; ihre Durchschnittslinie und somit die Lage der Streckung oder die Griffellage sieht man in der Regel mässig, bis zu ca. 20°, nach NO. oder SW. ansteigen, mitunter auch nur wenig von der Horizontalen abweichen [1]).

Es ist hervorzuheben, dass die Deutlichkeit der Transversalschieferung, resp. die leichte Erkennung ihrer Lage im anstehenden Gestein durch die Streckung nicht beeinträchtigt worden ist; wie früher bemerkt ist auch die Schichtenlage durch verschiedene Anzeichen herauszufinden; die Streckungsrichtung wird durch die griffelförmige Auflockerung des Gesteins in der oben bezeichneten Richtung, wenn dasselbe einige Zeit der Atmosphäre ausgesetzt gewesen ist, angegeben [2]); hierzu kommt endlich die Parallelklüftung, von welcher namentlich dasjenige System besonders ausgebildet ist, welches quer, fast rechtwinkelig zur allgemeinen Streichrichtung der Schichten läuft; aus diesen verschiedenen Factoren setzt sich das Bild zusammen, welches man in den Griffelbrüchen, zwar nicht immer mit gleicher Deutlichkeit, öfters aber mit einem Blick von den verschiedenen mechanischen Einwirkungen erhält, denen dieser Schiefer im Lauf der Zeit ausgesetzt gewesen ist.

---

[1]) Da die Schichten hie und da Falten erkennen lassen, könnte man einen grösseren Wechsel bezüglich ihrer Lage und der jener Durchschnittslinie erwarten; es scheint indess, dass die vorhandenen Falten die allgemeine Streichrichtung einhalten, dabei nur schwach auf und absteigen und im allgemeinen Schichteneinfallen nach SO. nur untergeordnete Abweichungen hervorbringen.

[2]) Man kann mitunter aus dem gelockerten Lagerungsverband das Gestein in Griffeln, einen nach dem anderen herausnehmen; anfänglich sind diese Griffel sehr lang, wohl bis zu 1 Meter, zerfallen aber von selbst nach und nach in immer kleinere Griffel; man sieht hieraus wie innerlich die Griffelstructur ist.

Dass die Streckungsrichtung mit der Lage der Durchschnittslinie von Schichtung und Transversalschieferung meisthin zusammenfällt, ist a priori eben nicht vorauszusehen; es wäre an sich sehr wohl denkbar, dass das bereits transversal geschieferte Gestein zu einer späteren Zeit einem Streckungsvorgang nach irgend welcher anderen Richtung unterworfen worden wäre. Thatsächlich kommen auch Beispiele derart an anderen Stellen oder in anderen Gebirgen vor[1]).

Die in unserem Fall vorliegende Streckungsrichtung glauben wir am besten so zu erklären, dass wir sie als Folge zweier Druckkräfte auffassen, die sich neben einander von zwei Seiten her äusserten: nämlich einerseits des noch fortgesetzt wirksamen Drucks, welcher zunächst die Transversalschieferung zuwege gebracht hatte, und andererseits eines in der Richtung vom Liegenden zum Hangenden und umgekehrt, mit anderen Worten normal zur Schichtenlage wirksamen Drucks. Die erste Druckkraft würde ein Ausweichen in der Ebene der Transversalschieferung, die zweite in der Ebene der Schichtung, beide zusammen also in der Richtung der Durchschnittslinie beider bewirkt haben. Derjenige Druck aber, welchen wir normal zur Schichtenlage annehmen, könnte

---

[1]) So findet man aus den Schiefergebirgen wiederholt die Beobachtung angeführt, dass die lineare Streckung in der Richtung des Einfallens der Transversalschieferung gelegen ist; in diesem Falle also war Ausweichen vor dem Druck am leichtesten in der Richtung von unten nach oben möglich. Uebrigens bemerkt auch Naumann (Lehrb. d. Geognosie, 2. Aufl., Bd. I, p. 435), dass die Streckung in vielen, aber keineswegs in allen Fällen mit der Falllinie der Schichten coincidire.

Die ausweichende oder streckende Bewegung nach oben begreift sich leichter, als die nach der Seite; man kann die Frage stellen, wie überhaupt in der geschlossenen Gebirgsmasse ein seitliches Ausweichen, Schieben und Strecken möglich war. Für den Fall unseres Griffelschiefers lässt sich hierauf antworten, zunächst, dass die Streckrichtung keine rein seitliche ist, sondern nach der einen oder anderen Seite etwas ansteigt; sodann, dass von Stelle zu Stelle sich Ausgleichungen hergestellt haben mögen, denen vielleicht eine sehr verworrene Structur, vielleicht auch Brüche und grössere Verschiebungen entsprechen. Nachgewiesen sind solche allerdings nicht; die Griffelbrüche werden natürlich von solchen Stellen fern zu bleiben suchen; immerhin ist der Schiefer keineswegs in allen Brüchen von gleichbleibender und gleich brauchbarer Structur, es kommen im Gegentheil grössere unbrauchbare Partieen vor.

darin begründet sein, dass sich als nächstes Liegende der Griffelschiefer eine besonders harte und erheblich mächtige Schichtenfolge vorfindet, nämlich der oberste cambrische Quarzit; dieser bildet einen ununterbrochen durchgehenden Zug vom SW.-Rand des Schiefergebirges bis in die Gegend von Gräfenthal, und in derselben Erstreckung verhält sich auch der unterste silurische Thonschiefer so gut wie ganz als Griffelschiefer. Dass sich aber aus dem Widerstande, welchen harte und mächtige Gebirgsglieder den zusammendrückenden Wirkungen des allgemeinen Lateraldrucks oder daraus abgeleiteter Pressungen leisten, wieder specielle Rückwirkungen ergeben können, welche besonders an den jenen festen Massen angelagerten weicheren Schichten zum Ausdruck kommen müssen, steht mit vielfachen Beobachtungen in diesem Gebiet der Geologie im besten Einklang.

Nächst den mechanischen Einwirkungen kommt für das vorliegende Resultat natürlich der Stoff, die physikalischen Eigenschaften des Gesteins sehr in Betracht: das Material des Schiefers muss für diese Art von innerlichen Verschiebungen, wie sie sich in der Griffelung aussprechen, besonders günstig gewesen sein, und es ist dies bei einem so gleichartig gemischten, so wenig durch abweichende Zwischenschichten unterbrochenen Material, wie es in unseren untersten Silurthonschiefern vorliegt, auch recht wohl verständlich.

Zum Wesen der linearen Streckung, wie sie sich bei den Griffelschiefern zeigt, gehört, dass die Grösse der parallelen Bewegung von Theilchen zu Theilchen etwas verschieden war, so dass alle in derselben Richtung etwas gegen einander verschoben wurden. Transversalschieferung für sich allein bewirkt bekanntlich noch keine griffelige, sondern nur eine plattenförmige Absonderung, wie bei den Dachschiefern; soweit bei der Schieferung auch schon nicht blos Compression, sondern ausweichende Bewegungen und Verschiebungen zu Grunde liegen, wird man solche in auf einander folgenden dünnen Schichten nach verschiedenen Richtungen — höchstens in derselben Schicht parallel — vor sich gehend zu denken haben; im Wesen der linearen Streckung liegt eben, dass durch die ganze Masse hindurch eine

Parallelbewegung mit Verschiebung von Theilchen zu Theilchen stattfinde [1]).

Die absolute Grösse der stattgefundenen Verschiebungen scheint bei diesem Streckungsvorgang, wenn auch wohl grösser als bei der einfachen Transversalschieferung, doch im Ganzen gering gewesen zu sein. Wir könnten dies schon daraus schliessen, dass nach der Streckung Transversalschieferung wie Schichtung noch zu erkennen sind; diese würden durch stärkere Massenverschiebungen wohl mehr verwischt worden sein [2]). Das beste Anhalten über die Grösse der Verschiebung benachbarter Theile geben uns indess jene merkwürdigen, gestreckten und sonst deformirten Trilobiten, welche im Griffelschiefer von Steinach wiederholt, wenn auch als Seltenheiten vorgekommen sind. Liegt ein solcher organischer Rest mit seiner Längsrichtung ungefähr in der Streckungsrichtung, so sieht man wie die Symmetrie beider Hälften, rechts und links von der Längsaxe verloren gegangen ist; zwei entsprechende Punkte dieser Hälften können nicht nur in der Richtung der Axe gegen einander verschoben sein, sondern ausserdem auch noch so, dass der eine viel tiefer liegt als der andere, die eine Seite schmal zusammengeschoben, die andere breit geblieben und der Schnitt des Trilobiten normal zur Längsaxe eine ganz unregelmässig gebogene Figur geworden ist [3]). Immerhin bleiben

[1]) In ähnlicher Weise wie hier in der Natur, zeigten ja auch bei den bekannten Daubrée'schen Versuchen die Thon- oder Bleimassen, mit welchen experimentirt wurde, ausser der Schieferung unter gewissen Umständen noch eine faserige Structur resp. ein geriffeltes Aussehen ihrer Theilplatten, indem sich offenbar die Masse beim Auspressen in Stränge oder Fäden von differenter Bewegungsgrösse theilte, die sich mithin an einander verschoben; ähnlich wie beim technischen Auspressen und Auswalzen durch verschiedene Kaliber ein faseriges Gefüge erzielt wird.

[2]) Ist das Gesein nicht mehr frisch, sondern verwittert, so tritt allerdings die gestreckte Structur stärker hervor, es ist kein Spalten nach der Schieferung mehr möglich und solche wird mehr und mehr verwischt.

[3]) Der durch ein gümbelitartiges Mineral ersetzte Körper dieser Trilobiten ist sehr dünn und die faserige Textur des Gesteins schimmert hindurch. — Es ist ersichtlich, dass manche dieser ohnehin nicht häufigen Fossilien in Folge ihrer Lage zur Streckrichtung noch stärker verzerrt sein können, und durch ungünstige Lage zur Spaltrichtung des Schiefers niemals im Zusammenhang zum Vorschein kommen.

diese Verzerrungen weit unter dem Maass derjenigen, welche bei den künstlichen Experimenten über Schieferung und Streckung mit Leichtigkeit erreicht werden können; obschon auch hier sehr geringe Verschiebungen als ausreichend befunden worden sind, um jene Structuren hervorzurufen, wie wenigstens für die Schieferung von Daubrée bemerkt wird. Für die letztere möchte man dasselbe auch aus der Bemerkung schliessen, die Gümbel[1]) über das Aussehen geschieferter Schiefer im Dünnschliff macht, welche im Vergleich zu nicht geschieferten keinerlei Aenderung in der Lage und Richtung der erkennbar kleinsten Mineraltheilchen zeigten. Es scheint demnach, dass der blose Spannungszustand in Folge einer nur minimalen Compression und seitlichen Verschiebung zur Schieferung genüge. Dass es indess bei derselben gewöhnlich auch zu sichtbaren ausweichenden Bewegungen gekommen ist, beweisen die früher besprochenen Unebenheiten auf solchen Discontinuitätsflächen, welche vor Ausbildung der Transversalschieferung schon da waren.

Ein etwas grösserer Unterschied scheint zwischen der mikroskopischen Beschaffenheit griffeliger und nicht griffeliger Schiefer zu bestehen. Nach Gümbel[2]) bieten nämlich griffelig zerfallende Schiefer in der Regel im Dünnschliff ein etwas anderes Bild als die sonst ähnlichen, aber nicht griffelig zerfallenden; die Gemengtheile jener erscheinen weniger in Streifen und Flasern, sondern gleichmässiger vertheilt und gemengt, ohne dass sie dabei immer feiner sein müssten als bei den anderen Schiefern. Wir dürfen vielleicht annehmen, dass diese Anordnung der kleinen Theilchen erst als Folge eines Streckungsvorgangs eingetreten ist. Im Uebrigen wird die griffelige oder faserige Structur in der einen Durchschnittsebene des Dünnschliffs sich kaum offenbaren können; denn erst bei mechanischen Vorgängen, wie Zerfallen oder Zerspalten können sich die als Resultat der Streckung vorhandenen Spannungszustände äussern und so jene Structur vortreten lassen.

---

[1]) Geognost. Beschreib. d. Fichtelgebirges, p. 641 ff.

[2]) l. c. p. 289.

Wir beschliessen diesen Abschnitt mit einigen Worten über das Verfahren zur Herstellung der Schreibgriffel. Das durch Sprengarbeit losgemachte und auf entsprechende Dimensionen gebrachte Material wird zunächst durch Handsägen in passende Stücke geformt; durch die letzten Sägeschnitte, welche normal zur natürlichen Griffellage (Streckrichtung) stehen, erhält man Stücke von der Länge der anzufertigenden Griffel; diese Stücke werden dann durch Meissel quer zum Sägeschnitt in so viel Theile gespalten, als sie Griffel geben können, und diese Theile endlich durch den Kaliber einer maschinellen Vorrichtung gedrückt. Die gesammte Arbeit muss mit frischem resp. noch bergfeuchtem Materiale vorgenommen werden.

Sonstige Griffelschiefer und griffelig zerfallende Schiefer des Schiefergebirges.

Abgesehen von den untersilurischen Griffelschiefern, welche wir im Vorstehenden ausführlicher betrachtet haben, fehlt es auch sonst im thüringischen Schiefergebirge nicht an solchen Schiefern, welchen eine griffelige Ablösung eigen ist; in der Regel jedoch sind solche Vorkommnisse lokal, und betreffen solche Schiefer, welche nicht weit davon eine andere Ablösung, in Blättern oder Platten zeigen; nirgends mehr erscheint eine Zone, welche in der Ausdehnung und Vollständigkeit sich als Griffelschiefer verhielte wie die untersten Silurschiefer. Beschränken wir die Bezeichnung »Griffelschiefer« überhaupt nur auf solche, welche bei hinlänglicher Weichheit und zugleich Festigkeit eine Benutzung zu Schreibgriffeln gestatten, so giebt es ausser im Untersilur hauptsächlich nur noch im unteren Culm Griffelschiefer, indem die hierhergehörigen, meisthin dachschieferartig ausgebildeten Thonschiefer ausnahmsweise auch einmal Stellen mit griffeliger Ablösung in Verbindung mit den sonst nöthigen Qualitäten enthalten; ausserdem werden gegenwärtig noch an einer Stelle im unterdevonischen Tentaculitenschiefer in unmittelbarer Nähe von Steinach Griffel

gewonnen. Abgesehen hiervon giebt es aber wie gesagt noch gar manche Stellen in den verschiedensten Schieferzonen, wo eine griffelige oder stengelige Ablösung und entsprechendes Zerfallen zu beobachten ist.

Nicht immer ist ein Streckungsvorgang in der Art, wie wir ihn bei den untersilurischen Schiefern kennen gelernt haben, nöthig gewesen, um diese griffelige Ablösung zu bewirken. Es ist sehr verständlich, dass einfache Interferenz von Schichtung und Transversalschieferung dann schon ausreichen mögen, um ein solches Zerfallen in stengelige und griffelige Körper im Gefolge zu haben, wenn die Ablösungen nach beiderlei Richtung ungefähr im Gleichgewicht sind, oder mit anderen Worten das Gestein nach beiden mit derselben Leichtigkeit und in nicht zu verschieden breiten Intervallen spaltet. Dieses Verhalten kann natürlich auch an härteren Gesteinen, rauhen oder quarzitischen Schiefern, und bei verschiedenen Lagen von Schichtung und Schieferung zu einander vorkommen. Mancherlei Vorkommnisse griffeliger Ablösung, welche man in den Schiefern des oberen Culm, sowie auch schon in den cambrischen und anderen Schiefern beobachtet, mögen in der gedachten Weise zu beurtheilen sein. Streckungsvorgänge sind aber auch hier keineswegs ausgeschlossen; nur durch solche möchten gewisse lokale und vereinzelte Vorkommnisse mit überaus faseriger, an Holz erinnernder Textur, welche als solche noch entschieden mehr hervortritt als bei den Untersilurgriffelschiefern, zu erklären sein, wie ich solche im cambrischen Schiefergebiet beobachtet habe [1]).

---

[1]) Dass es überhaupt äussere, mechanische Ursachen sind, welche der Griffelstructur zu Grunde liegen, lässt sich abstrahiren aus dem Vorkommen derselben an physikalisch differentem Material, sowie aus dem oft nur lokalen Vorkommen derselben an ein und demselben Materiale (wie am unteren Culmschiefer). Andererseits kann die physikalische Beschaffenheit des Materials auf das Zustandekommen der Griffelstructur, besonders soweit solche durch wirkliche Streckung erreicht oder befördert worden ist, prädisponirend gewirkt haben, entsprechend dem in der mechanischen Geologie so allgemein gültigen Gesetz, dass die physikalische Beschaffenheit des Materials, oder genauer seine Cohäsionsverhältnisse für die Art und Weise seiner mechanischen Beanspruchung und Umgestaltung sehr in Betracht kommen.

Auch die bereits erwähnten nicht untersilurischen, zu Griffeln verwendbaren Schiefer scheinen ihre Structur durch wirkliche Streckung erhalten zu haben. Mindestens ist dies für derartige Schiefer des unteren Culm gewiss. Die bedeutendste Griffelgewinnung aus diesen Culmschiefern findet gegenwärtig im Rögitzthal etwas unterhalb Haselbach im Griffelbruch »Germania« statt. Das Material ist hier, wie auch sonst bei den Culmschiefern, nicht ganz so weich als das der untersilurischen Griffelschiefer; im Uebrigen stellen sich in dem Griffelbruch bei Haselbach die mechanischen Einwirkungen, welchen das Gestein ausgesetzt gewesen ist, ebenso dar wie in den Griffelbrüchen des Untersilur, was die folgenden Bemerkungen noch etwas näher erläutern werden.

Die Schichtflächen bilden hier gewölbeartige Bogen, deren Streichrichtung SW.—NO. mit einem Ansteigen NO.-wärts ist; die Transversalschieferung fällt mit 45° nach N. 40° W.; die Hauptklüftung mit 60° nach NO.; die Griffellage liegt etwa ebenso wie die angegebene NO.-wärts ansteigende Streichlinie, was zugleich wieder mit dem Durchschnitt von Schieferung und Schichtung stimmt. Eine grössere Zahl der in Gewölbe gelegten Schichtflächen ist auch hier durch zusammenhängende Krusten oder Schwarten gekennzeichnet, welche aus härterer, mehr verworren struirter Thonschiefermasse mit sehr zahlreichen, concentrisch strahligen, leicht zersetzbaren Schwefeleisen- (Markasit) knollen bestehen, an welch' letzteren sich durchweg Ansätze von Faserquarz und Gümbelit zeigen, ganz in der früher beschriebenen Weise.

Es ist wichtig zu bemerken, dass in nächster Nähe dieses Griffelbruches ein zweiter Steinbruch in demselben dunkelblauschwarzen unteren Culmthonschiefer angelegt ist, wo die Schichten ebenfalls Gewölbebiegungen in derselben Streichrichtung, nur nach NO. etwas abfallend, bilden, und die Transversalschieferung ebenfalls ganz dieselbe Lage hat, wie in dem Griffelbruch, ohne dass jedoch der Schiefer griffelig spaltet; er ist im Gegentheil früher als Dachschiefer gebrochen worden. Diese günstigen Aufschlüsse zeigen, wie lokal der Vorgang der Streckung aufgetreten sein kann, und dienen zugleich als ausgezeichnete Beispiele für das auch sonst oft zu beobachtende, bald plattige, bald griffelige Zerfallen

ein und desselben Schiefers[1]. — In dem zweiten der genannten Steinbrüche ist Faserquarzbildung nicht beobachtet worden.

Ausser den Krusten und Schwarten mit Markasitknollen kommen in dem Griffelbruch, wie auch sonst so oft im unteren Culmthonschiefer und auch dem Untersilurgriffelschiefer, Quarzitsphäroide (»Kälber«) vor, deren grösster, natürlich in der Schichtung liegende Durchschnitt bis 1 Meter erreichen kann; sie enthalten zahlreich eingesprengte Pyritwürfel. Sie werden von zahlreichen Quarzadern, resp. -lamellen und -platten durchsetzt, welche grossentheils ein paralleles System, normal zur grössten Durchschnittsfläche bilden, doch finden sich auch vielfach solche in ganz unregelmässiger Lage und Verwachsung; allem Anschein nach sind diese Quarzmassen als secundäre Ausfüllungen von Rissen zu betrachten, welche bei der mechanischen Beanspruchung des Gesteins, bez. dem Streckungsvorgang entstanden[2].

Die durch Streckungsvorgänge hervorgerufene Griffel- und Faserstructur, die wir in den letzten Abschnitten kennen gelernt haben, ist eine besondere Art der »linearen Parallelstructur«[3]. Als sehr verwandt mit dieser Art, als eine nur leichte, unvollkommene Streckung glaubten wir die feine Fältelung mancher Schieferungsflächen ansehen zu können. Keineswegs jedoch ist bekanntlich alle vorkommende lineare Parallelstructur auf diese Weise entstanden. Mitunter ist sie ursprünglich[4]; und zu dieser

---

[1]) Auch in der Nähe von Lichtenhain (NO.-Winkel von Section Spechtsbrunn) wird der untere Culmthonschiefer in einigen Brüchen als Griffelmaterial, nahe dabei aber als Dachschiefer gewonnen.

[2]) Wenigstens die dünneren dieser Quarzadern zeigen Faserstructur, oder stengelige Structur, quer zu ihrer Längenausdehnung. Der Quarz ist auch vielfach mit einem eisenhaltigen Carbonat verwachsen. Die Adern keilen sich oft innerhalb des Sphäroids aus; sehr viele setzen aber ganz durch, sind jedoch nach dem Innern des Sphäroids dicker als am Rand. Bei sehr vielen trifft es zu, dass sie quer zu der oben angegebenen Streckrichtung stehen. — Die Pyritwürfel, welche dem Quarzitsphäroid eingesprengt sind, zeigen sehr gewöhnlich eine zonale Anordnung, conform der äusseren Oberfläche und näher an dieser als an der Mitte des Sphäroids.

[3]) Vergl. Naumann, Lehrb. d. Geognosie, II. Aufl., Bd. I, p. 432 ff.

[4]) Vergl. Naumann, l. c.

letzteren dürfen wir auch sehr wahrscheinlich die feine parallele Runzelung oder Fältelung rechnen, die auf den Schichtoberflächen mancher Schiefergesteine, z. B. der mit feiner phyllitischer Substanz überzogenen, unterdevonischen Nereitenquarzite vorkommt[1]). Noch etwas anders ist vielleicht die lineare Parallelstructur der Phyllite und Quarzphyllite zu beurtheilen; die genannte Structur offenbart sich bei diesen Gesteinen darin, dass die feinen Phyllitlamellen, ganz abgesehen von ihrem innigen Anschmiegen an die Unebenheiten der körnigen Gemengtheile (Quarz und Feldspath z. Th.), durch die ganze Masse des Gesteins hindurch, soweit man auch durch Spalten eindringt, eine in derselben bestimmten Richtung verlaufende Fältelung zeigen. Es erscheint sehr fraglich, ob hier in dem Maasse Streckungsvorgänge anzunehmen sind, als jene Structur verbreitet ist; die Verbreitung derselben ist bei diesen Gesteinen sehr gross, ohne dass griffeliges oder stengeliges Zerfallen, welches man von Streckungsvorgängen ableiten könnte, sich sehr auffällig zu erkennen gäbe. Streckung mag hie und da nicht ausgeschlossen sein, im Uebrigen aber diese lineare Parallelstructur doch wohl nur auf einen äussersten Grad von Eng- und Kleinfaltung durch Seitendruck hinauskommen, welche durch die besondere mineralisch-physikalische Beschaffenheit dieser Gesteine begünstigt wurde.

Bewegungen und Neubildungen längs Schichtflächen.

Es ist bekannt, dass sich auf gewissen, durch Quetschungen oder Pressungen erzeugten Sprüngen oder Ablösungsflächen der Schiefergesteine öfters durch Verschiebung bewirkte Streifen und andererseits auch secundäre Bildungen von Quarz und einem Glimmermineral, letzteres als zusammenhängender Ueberzug vorfinden; Bildungen, die von den primären Quarzlagen oder auch -trümern zu unterscheiden sind und wahrscheinlich in dem Maasse sich ausbildeten, als die Ablösungsflächen oder Klüfte sich ver-

---

[1]) Vergl. Gümbel, Geog. Beschreib. d. Fichtelgeb. p. 645.

grösserten. Derartigen Vorkommnissen begegnet man auch hie und da in den thüringischen Schiefergesteinen. Die gedachten Flächen liegen meist in einer besonderen Richtung, abweichend von Schichtung und Schieferung, und zeigen eben hierdurch die Selbständigkeit besonderer Druckwirkungen, unabhängig von dem transversal schieferndem Drucke an, wie wir schon wiederholt Gelegenheit hatten zu bemerken.

Weniger häufig vielleicht sind Verschiebungen und Neubildungen der genannten Art auf Schichtungsflächen beobachtet worden. Gerade hierfür fanden sich in unserem Schiefergebirge einige sehr deutliche Beispiele, bei welchen secundäre Quarzkrusten und Parallelstreifung in der Richtung der Bewegung zusammen auftretend zu sehen war. Ein besonders günstiger Aufschluss derart ergab sich gelegentlich im Griffelbruch am Fellberg bei Steinach, demselben, aus welchem die Faserquarzbildung an den Markesitknollen beschrieben wurde. Eine durch den Betrieb freigelegte Schichtfläche war mit einer 1—2 Centimeter starken Quarzkruste von augenscheinlich secundärer Entstehung überzogen; die Kruste zeigte durch und durch eine parallelstengelige oder grobfaserige Textur, nebst Verwachsung mit einem in höchst geringer Menge vorhandenen, fein faserigen Mineral (? Gümbelit). Die durch die Lage der Faserung angezeigte Bewegungsrichtung war eine andere als diejenige, nach welcher die Streckung und Griffelung des Schiefers stattgefunden hatte, und es zeigt sich somit auch hier, dass nach verschiedenen Richtungen und wohl zu verschiedenen Zeiten, Schiebungen und Bewegungen in der Gesteinsmasse erfolgt sein müssen. In einem anderen hierhergehörigen Fall, welcher auf der Oberfläche einer Thonschieferschicht im oberen Culm, unweit Steinach, beobachtet wurde, war der Quarz der betreffenden Kruste durchaus mit feiner Thonschiefermasse verwachsen und das Ganze durch und durch parallel gestreift, so dass es aussah, als wenn in dem Maasse, als die schiebende und reibende Beweguung langsam voranschritt und Thonschiefertheilchen abtrennte, Quarz sich ansiedelte, mit letzteren verwuchs, und zugleich, durch den Härteunterschied der beiderlei Substanzen bedingt, die Streifung und Riefung zu Stande kam.

Solche Neubildungen zwischen ursprünglich dicht zusammenliegenden Flächen beanspruchen offenbar zu ihrem Zustandekommen einen gewissen Raum, und es ist deshalb anzunehmen, dass während ihrer Entstehung ein so starker Druck, wie z. B. der, welcher der Schieferung und Streckung zu Grunde liegt, nicht bestanden habe, nämlich nicht in der Richtung normal zu den betreffenden Flächen.

Parallelklüftung.

Wir haben hier jene Systeme von Absonderungsflächen im Auge, welche meist nach 1 bis 3 unter sich annähernd parallelen Lagen geordnet in der Gebirgsmasse der Schieferschichten sich in ebenso durchgreifender Weise allenthalben geltend machen, wie jene anderen Absonderungen, die der ursprünglichen Schichtung, und jene, die der secundären Schieferung entsprechen. In der That ist diese, auch sonst so gewöhnliche und bekannte Klüftung, oder Parallelklüftung, in unserem Schiefergebirge ebenso verbreitet, wie die Transversalschieferung, wenn sie auch, wie letztere, nicht durchweg mit gleicher Deutlichkeit und Schärfe ausgeprägt ist; sei es, dass solche Unterschiede schon aus der Zeit ihrer Entstehung herrühren, oder, wie wahrscheinlich, durch spätere mechanische Einwirkungen, Zerrüttungen, Dislocationen und gegenseitige Verschiebungen einzelner Theile des Gebirgskörpers gegen einander noch vergrössert wurden.

In ihrer typischen Ausbildung schneiden die Kluftflächen scharf und unbekümmert um Schichtung und Schieferung durch den Gebirgskörper hindurch[1]); die Masse beiderseits ist dann

[1]) In den Griffel- und Dachschieferbrüchen werden manchmal grössere Kluftflächen freigelegt, die etwas abgetreppt aussehen; es scheint, dass dies durch ein sich Verlieren einer Kluft und Abspringen ihrer Fortsetzung mit Beibehaltung der Richtung zuwege gebracht wurde, in ähnlicher Weise wie manchmal eine Verwerfung sich verliert und rechts oder links in derselben Richtung laufend, wieder einsetzt. Mitunter verlaufen solche grössere Kluftflächen auch etwas windschief statt eben.

In den Lehestener Dachschieferbrüchen bezeichnet man die Absonderungsflächen der Parallelklüftung treffend als »Schnitte«.

durch Verwitterung oder sonst chemisch so gut wie nicht verändert, und meist auch nicht verschoben, auf der Kluftfläche selbst finden sich höchstens nur dünne Lagen von Neubildungen, wie Oxydhydrate und Quarz. In den Dachschiefer- und Griffelbrüchen sind diese Klüfte dem Abbau ungemein nützlich, wenn sie nicht zu gedrängt auf einander folgen. In letzterer Hinsicht, mit anderen Worten, in der Zahl der Ablösungen auf eine gewisse Länge normal zur Kluftrichtung herrscht allerdings sehr grosse Mannichfaltigkeit.

Was nun die Richtung oder Orientirung der Klüftung betrifft, so ist zunächst zu bemerken, dass in der Regel mehr als ein System, meist 2 bis 3 Systeme, je unter sich paralleler oder beiläufig paralleler Klüfte vorhanden sind, welche jedoch an Deutlichkeit und Schärfe der Ausbildung unter sich keineswegs gleich zu sein pflegen; gewöhnlich dominirt ein System und macht sich als Hauptkluftrichtung geltend, neben welcher strichweise auch wohl noch ein zweites System zu annähernd gleicher Ausbildung gelangt ist. Auf Grund sehr zahlreicher Beobachtungen kann nun behauptet werden, dass für unser Gebiet durch alle Schiefersysteme hindurch, von den ältesten bis zu den jüngsten, oder von der phyllitischen Gruppe bis in den Culm, das Hauptklufstystem dasjenige ist, welches quer zur allgemeinen, nordöstlichen Streichrichtung der Schichten und Falten läuft, dessen Streichen also im Allgemeinen SO.—NW. ist. Dabei zeigt jedoch die Lage dieser Hauptkluftrichtung durchaus nicht jenen Grad von Constanz, welcher der Transversalschieferung eigen ist, sondern ihre Streichlinie weicht bald nach der einen, bald nach der anderen Seite, bald mehr, bald weniger von der reinen SO.—NW.-Linie ab; ähnlich verhält es sich bezüglich des Grades des Einfallens, welches zwar in der Regel steil bis sehr steil, öfters saiger ist, dabei aber strichweise nach SW., dann wieder nach NO. geneigt ist, und mitunter auch wohl flacher werden kann; sogar in nächster Nähe können in den genannten Beziehungen Schwankungen stattfinden, so dass der Parallelismus der zu diesem System gehörigen Klüfte nicht allenthalben sehr ausgeprägt ist. Immerhin tritt dieses NW.—SO. orientirte Kluftsystem entschieden als das dominirende

auf. Das zweite und noch mehr das dritte derartige System machen sich neben dem ersten meisthin nur untergeordnet geltend, und zeigen dabei auch in sich selbst noch etwas weniger Regelmässigkeit; bezüglich ihrer Orientirung zum ersten lässt sich kein durchgreifendes Gesetz aufstellen. Oefters liegt neben der Hauptklüftung auch noch die Streichlinie einer zweiten Klüftung in dem Quadranten NW. oder SO.

So wie die Klüftung uns entgegentritt, in der Schärfe und Deutlichkeit des Durchschneidens durch das Gestein, kann sie nur an einem völlig festen und versteiften Materiale entstanden sein, welches Faltungs- und Schieferungsvorgänge schon durchgemacht hatte, wenigstens darf dies von der vollkommeneren Parallelklüftung behauptet werden. Unter den verschiedenen Theorien oder Anschauungen über das Wesen der Parallelklüftung dürfte wohl die Daubrée'sche am meisten für sich haben. — Zu unterscheiden sind von der Parallelklüftung bekanntlich jene weniger zahlreichen, meist unregelmässiger verlaufenden Klüfte, an denen, ganz im Gegensatz zu jener, Rutschungen und gegenseitige Verschiebungen grösserer Gesteinskörper, verbunden mit Zerrüttung und chemischer Zersetzung des anstossenden Gesteins, stattgefunden haben, so dass die benachbarten Partieen nicht mehr ganz zusammen passen, und sich nicht selten nach dem Gestein und dessen Zustand etwas unterscheiden; obschon sehr verbreitet, sind solche Klüfte gewöhnlich nur an grösseren Aufschlüssen, z. B. in Steinbrüchen, deutlicher zu beobachten; sie bilden schon den Uebergang zu den grossen Dislocationsflächen und Verwerfungen, an denen sich ganze Gebirgstheile verschoben haben.

Inhalt.

Erklärung der Figuren.

Fig. 1. Felsen des oberdevonischen Knotenkalkes, transversal geschiefert. Thal SW. bei Steinach (Section Steinheid). Schichtung in der Richtung von unten nach oben, Schieferung in der Richtung von links unten nach rechts oben. — Natürliche Höhe ca. 5—6 Meter. — Zu Seite 273.

Fig. 2. ca. $^1/_6$ der natürlichen Grösse. — Ein Stück von Figur 1 in derselben Stellung, *tr*-Richtung der Transversalschieferung. Die Reihen der (jetzt ausgewitterten) Kalkknollen sind durch die Schieferung hie und da ein wenig verschoben, im Ganzen aber noch gut erhalten und auch die einzelnen Knollen mit ihrer Längsrichtung noch in der alten Lage. — Zu Seite 274.

Fig. 3. $^1/_2$ der natürlichen Grösse. — Theil eines Handstückes von derselben Localität, in derselben Lage. — Zu Seite 274.

Fig. 4. $^1/_{21}$ der natürlichen Grösse. — Stück einer aus einzelnen Theilstücken zusammengesetzten Kalkplatte (Kalkknollenlage), wie sie an der oberen Grenze des Oberdevon zwischen Thonschiefer liegen, von oben gesehen. — Bei Steinach. — Zu Seite 275.

Fig. 5. $^1/_{25}$ der natürlichen Grösse. — Dieselbe Kalklage, wie in Fig. 4, an einer anderen Stelle gesehen, wo sie durch die Transversalschieferung in ihre einzelnen knollenförmigen Theilstücke aufgelöst ist. — *tr*-Richtung der Transversalschieferung. — Zu Seite 275.

Fig. 6. ca. $^1/_{40}$ der natürlichen Grösse. — Unterdevonischer Tentaculiten-Knollenkalk, transversal geschiefert *ss*-Schichtung, welche nach SSO. sehr steil einfällt, *tr*-Transversalschieferung, welche nach WNW. steil einfällt. Die breiteren Streifen sind Kalk, die schmäleren Thonschiefer. Bei Gräfenthal. — Zu Seite 272.

Fig. 7. ca. $^1/_{10}$ der natürlichen Grösse. — Ansicht eines Stückes einer Schichtfläche im grossen Griffelbruch am Fellberg bei Steinach; auf derselben liegen zahlreiche zu Rotheisen verwitterte Markasitknollen, an deren Enden sich Faserquarzbüschel in der Richtung der Streckung oder Griffellage — *ab* — angesetzt haben. (Die Faserquarzbüschel sind z. Th. etwas zu lang gezeichnet.) — Zu Seite 285.

Fig. 8a und -b. Natürliche Grösse. — Ein kleiner und ein Fragment eines grösseren, zu Eisenoxyd verwitterten Schwefeleisenknollen von Fig. 7; der kleinere von aussen gesehen, der grössere durchbrochen. *m*-Markasit, *f*-Faserquarz (zum Theil mit Gümbelit), *th*-Thonschiefer. — Zu Seite 285.

Diabas im Culm bei Ebersdorf in Ostthüringen.

Von Herrn **E. Dathe** in Berlin.

Die paläozoischen Formationen des Fichtelgebirges, des östlichen Thüringens und des Vogtlandes zeigen in ihrer Ausbildung, sowohl in petrographischer und paläontologischer, als auch in stratigraphischer Hinsicht grosse Uebereinstimmung. Diese Gleichheit oder wenigstens Aehnlichkeit besteht nicht nur in den sedimentären Gesteinen und ihrer Petrefactenführung, wenn auch der Charakter beider sich local zuweilen ändert, sondern bekundet sich auch in der petrographischen Beschaffenheit der mit ihnen vergesellschafteten Eruptivgesteine. Dass die basischen Eruptivgesteine, namentlich die Diabase, sobald sie gleichalterig, also als Lager zwischen bestimmten Formationsstufen eingeschaltet sind, auch in den meisten Fällen in ihrer Zusammensetzung und Structur übereinstimmen, ist ein wichtiges Resultat, das die Untersuchungen von Gümbel und Liebe zu Tage gefördert haben und dessen Richtigkeit ich nach meinen bisherigen Erfahrungen voll bestätigen kann. Gümbel gründet bekanntlich auf diese von mancher Seite noch nicht recht gewürdigten Thatsachen seine Eintheilung der Grünsteine, der Diabase und der Diorite. So sind beispielsweise gewisse porphyrische Diabase (Proterobase) von cambrischem, die Paläopikrite von unterdevonischem und die Kalkmandeldiabase von oberdevonischem Alter.

Die Eruption der Diabase wird in den genannten Gebieten von beiden Forschern mit der Ablagerung des Oberdevon als abgeschlossen betrachtet und das Auftreten von ächten körnigen Diabasen in der nächst jüngeren Formation, dem Culm verneint. Gümbel[1]) schreibt darüber: »Eigentliche Diabasgesteine durchbrechen selbst die tiefsten Culmlagen nicht mehr und es sind nur schmale, stets in Gängen aufsetzende glimmerreiche Gesteine, die als Lamprophyr von dem Diabas abgeschieden wurden. Tuffe oder Schalsteine sind damit nirgends verbunden.« Aehnlich spricht sich Liebe[2]) aus, wenn er sagt: »Am Ende der Devonzeit fanden die mit Eruptionen von Kalkdiabasen zusammenhängenden Bildungen der so mächtigen hangenden Diabasbreccien statt — die letzten Ergüsse von Grünstein im Gebiet.«

Die Kartirung der Section Lobenstein im südöstlichen Thüringen, womit ich im Jahre 1881 beschäftigt war, hat indess ergeben, dass der obige Erfahrungssatz zwar im Allgemeinen seine Richtigkeit hat, dass jedoch auch ächter körniger Diabas noch in der Culmformation gangförmig aufsetzen kann, wie dies in der Gegend von Ebersdorf bei Lobenstein thatsächlich der Fall ist. Die Begründung dieser Behauptung soll in den folgenden Zeilen in der Weise geschehen, dass zunächst die geologischen Verhältnisse des Schichtencomplexes, in welchem das Gestein zur Eruption gelangt ist, kurz beschrieben werden; sodann soll die petrographische Beschaffenheit der Felsart noch in Betracht gezogen werden.

Die Gesteine, welche die Culmformation in der Gegend von Ebersdorf aufbauen, sind Thonschiefer, sogenannte Grauwacken und Adinolschiefer. Ein einziges Mal, nordöstlich von Ebersdorf an der Chaussee nach Saalburg (Section Hirschberg), wurden im untersten Niveau auch dünne Lagen von Kieselschiefer im Culmthonschiefer beobachtet. Die Thonschiefer sind von grauschwarzer Farbe, haben matten, wenig schimmernden Bruch und geringe Härte und sind für das unbewaffnete Auge höchst feinkörnig. Durch Beimengung von zahlreichen und bis hirsekorngrossen

---

[1]) Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges, pag. 528.

[2]) Die Seebedeckungen Ostthüringens, pag. 10.

Quarzkörnern in bestimmten Lagen entstehen sandige gebänderte Schiefer, welche in reicher Abwechselung ausgebildet, den Uebergang in die unter dem Namen Grauwacke zusammengesetzten Gesteine vermitteln. Die Schichtung des Thonschiefers ist oft durch die transversale Schieferung, welche die erstere unter verschiedenen Winkeln schneidet, verdeckt. Die Grauwacken lassen sich in Sandsteine und Conglomerate trennen, und besteht das klastische Material der letzteren ausser einem bestimmten Antheil von Schiefermaterial aus Bruchstücken und Geröllen von Kieselschiefer, Quarzit, Feldspath, Quarz und mancherlei älteren Schiefergesteinen. Die Adinolschiefer, wie solche am Gallenberge bei Lobenstein, bei Schönborn und Unterlemnitz ausgebildet sind, gehören immer dem tiefsten Niveau der Culmformation in dieser Gegend an und sind wohl als aequivalente Bildungen der Culmkieselschiefer zu betrachten. Thonschiefer und Grauwacken, ebenso Thonschiefer und Adinolschiefer sind durch vielfache Wechsellagerung mit einander verbunden; dabei sind namentlich die grobkörnigen Grauwacken (Sandsteine) in höheren Stufen regelmässiger anzutreffen.

Die Verbreitung und Lagerungsverhältnisse des als Culm bezeichneten Schiefersystems in der Umgebung von Ebersdorf sind aber folgende. Im nordöstlichen Theile der Section Lobenstein — Ebersdorf liegt auf der Grenze zwischen den Sectionen Lobenstein und Hirschberg — herrschen die durch Wechsellagerung von Thonschiefern und Grauwacken charakterisirten Culmschichten, aus denen in schmalen Streifen an etlichen Punkten oberdevonische Schichten und zwar Knotenkalke, Kalkdiabase, Diabastuffe und gelblichgraue Schiefer (Cypridinenschiefer?) hervortreten. Culm und an einigen Stellen Oberdevon greifen bei Lobenstein discordant auf eine grosse Strecke in der Richtung von SO. nach NW. über cambrische Schichten; zwischen Culm und den oberdevonischen Schichten ist in der betreffenden Gegend jedoch eine gleichförmige Ueberlagerung zu constatiren. Oestlich von Lobenstein und Ebersdorf gelangt man bald an die Grenze der Culmformation, welche auf das Oberdevon daselbst gleichfalls in concordanter Stellung folgt. Die Grenzlinien zwischen beiden

Formationen hält beinahe eine rein südnördliche Richtung ein und fällt dieselbe bereits in dem grössten Theile ihres Verlaufes auf die östlich anstossende Section Hirschberg. Nördlich von Ebersdorf und der Section Lobenstein nimmt die Verbreitung der Culmformation zu und scheint dieselbe sich über den grössten Theil der Section Liebengrün auszubreiten. —

Da nun einerseits wohl charakterisirte Schiefergesteine, die mit solchen aus bekannten versteinerungsführenden Culmschichten Ostthüringens übereinstimmen, vorhanden sind, andererseits auch direct gleichförmige Lagerung über oberdevonischen Schichten zu beobachten ist, so ist es wohl über allem Zweifel erhaben, dass die Schichten von Ebersdorf zur Culmformation und zwar zu deren unteren Abtheilung gehören.

Die grosse horizontale Verbreitung der Formation in diesem Bezirk lässt auf den ersten Blick eine bedeutende Mächtigkeit derselben vermuthen; indess ist dies nur scheinbar der Fall. Die öftere Wiederkehr von gewissen Culmgrauwacken und der Adinolschiefer an verschiedenen nicht im Streichen liegenden nnd von einander ziemlich entfernt auftretenden Punkten, drängt zu der Annahme, dass die Culmschichten der Gegend von Lobenstein-Ebersdorf zu zahlreichen Sätteln und Mulden zusammengeschoben sind. Durch diesen Umstand und die starkwirkende Erosion ist zugleich die Blosslegung von den oben erwähnten oberdevonischen Schichten leicht erklärlich. Das durchschnittliche Streichen der Culmschichten verläuft von SW. nach NO.

Westlich von Ebersdorf wurden in den beschriebenen Culmschichten bei der Kartirung der Gegend zuerst grosse und zahlreiche Diabasblöcke nördlich vom Dorfe Schönborn aufgefunden, die, wie die weiteren Untersuchungen an Ort und Stelle ergaben, einem dort aufsetzenden, meist aber oberflächlich zu einem gelblichen Lehm verwitterten Diabasgange angehören. Bei einer nachgewiesenen Länge von circa 500 Schritt verbreitert sich der Gang nach Süden zu bis zu 250 Schritt. Blöcke desselben Gesteins wurden in nordwestlicher Richtung in der Flur von Friesau, ausserdem an drei anderen Punkten ermittelt, deren Erstreckung gleichfalls mehrere hundert Schritt beträgt. Das nördlichste bis jetzt

constatirte Vorkommen greift noch auf die nördlich anstossende Section Liebengrün in einer Länge von 500 Schritt über und ist die Fortsetzung des Ganges in nordwestlicher Richtung noch nicht gänzlich ausgeschlossen. Die Mächtigkeit des Ganges an den letzteren Punkten ist augenscheinlich nicht beträchtlich und beträgt wohl höchstens 1 Meter. Südwestlich von Ebersdorf wurde dasselbe Diabasgestein bei Pohlig's Haus in einem Hohlwege in einer Breite von 10 Metern recht gut aufgeschlossen gefunden. Die Entfernung des bis jetzt bekannten nördlichsten und des südlichsten Punktes von einander beträgt über 7000 Schritt, also beinahe $^3/_4$ Meilen. Da nun die fünf Ausstriche des Gesteins in einer Linie hintereinander liegen, welche die Richtung SO.—NW. besitzt, die Culmschichten aber, wie oben bemerkt, NO.—SW. streichen, so gehören sie unzweifelhaft einer einzigen Gangspalte an, welche die Culmschichten ziemlich rechtwinkelig schneidet. Das Alter des betreffenden Diabases ist demnach jünger als oberdevonisch; doch lässt sich dasselbe, obwohl seine Eruption kurz nach Absatz der Culmschichten wahrscheinlich ist, nicht noch näher bestimmen; eine Abgrenzung betreffs des Alters nach oben muss geradezu als unthunlich bezeichnet werden.

Der Diabas erweist sich bereits bei makroskopischer Betrachtung als ein deutlich körniges Gestein, in welchem die 1,0—1,5 Millimeter langen und schmalen 0,25—0,50 Millim. breiten Leisten des Plagioklases und die schwarzen Augitkörner gleichmässig vertheilt sind. In manchen Handstücken ist der Augit auch noch in etwas grösseren, 1—2 Millimeter langen Säulchen spärlich vertheilt, die im Verhältniss zu den übrigen Gesteinsgemengtheilen fast porphyrisch hervortreten. In wechselnder Menge ist Eisenkies, theils in feinsten Pünktchen, theils in bis zu erbsengrossen und kugelrunden Körnern eingesprengt. Auffallend ist die leichte Verwitterbarkeit des schwärzlichgrünen Diabasgesteins. Das Ausgehende des Ganges ist überall bis zu beträchtlicher Tiefe (bei Pohlig's Haus, südlich von Ebersdorf 2—3 Meter) zu einem gelblichbraunen Lehm zersetzt, in dem faust- und kopfgrosse, aber auch noch grössere Blöcke zurückgeblieben sind. Sämmtliche Blöcke sind entweder kugel- oder länglichrund. An ihrer Ober-

fläche sind sie mit einer 2—5 Centimeter starken Verwitterungskruste bedeckt, die in zahlreiche 2—3 Millimeter dicke, concentrisch über einander liegende Schalen zerfällt. Manche der faustgrossen Blöcke bestehen lediglich aus der graubraunen Verwitterungsmasse, welche beim Schlagen mit dem Hammer in unzählige Schalenfragmente zerschellt. Die Erscheinung der kugeligschaligen Absonderung in Folge von Verwitterung und der Zersetzung in Lehm theilt unser Diabas mit den gleichalterigen Lamprophyren.

Von den Hauptgemengtheilen der Felsart, Plagioklas und Augit, überwiegt der erstere den letzteren in der Weise, dass nach genauen Schätzungen an Dünnschliffen Plagioklas und Augit sich verhalten wie 3 : 2. Die schmalen Plagioklasleisten sind theils als einfache Zwillinge, theils als Viellinge vorhanden und letztere zeigen zum Theil eine Zwillingsverwachsung nach dem Albit- und Periklingesetz. Nach ihrer chemischen Zusammensetzung scheinen die Plagioklase mehreren Mischungen anzugehören. So wurden mehrfach einfache Zwillinge gemessen, welche beiderseits der Zwillingsgrenze bei 14, 15 und 16 Grad; andere die bei 4, 5 und 2 Grad auslöschen; sie werden demnach wohl meistens der Oligoklasreihe zugehören. An anderen Durchschnitten ergab die Messung Werthe von 30—32 Grad; die somit Labrador anzeigen.

Vollständig frische Krystalle sind wenig zugegen; es macht sich fast an allen die Zersetzung und zuweilen in recht hohem Maasse bemerklich. Die bekannten grauen weisslichen Körnchen und Fäserchen, die bei gekreuzten Nicols die eisblumenähnliche Structur zu erkennen geben, siedeln sich auf Spalten, Zwillingsebenen bis tief ins Innere der Krystalle an. In diesem Gemisch, das vermuthlich in der Hauptsache aus muscovitähnlichen Gebilden besteht, lassen sich noch zahlreiche kleine Kalkspathflimmerchen erkennen, welche sich in Salzsäure leicht lösen, während die Hauptmasse selbst in heisser Salzsäure unverändert bleibt. Die Zuführung von chloritischen Gebilden geschieht namentlich in der Nachbarschaft von stark zersetztem Augit und häufen sich dieselben besonders in der äusseren Zone der Feldspathe an. Eine Bildung von Pistazit in den Plagioklasen konnte nicht nachgewiesen werden.

Der Augit ist nie in wohl umgrenzten Durchschnitten zu beobachten; er bildet vielmehr mehr oder minder lange und schmale Leisten, seltener keilartige oder rundliche Krystalldurchschnitte. Augitzwillinge nach dem bekannten Gesetz und knäuelartige Verwachsungen von mehreren Individuen in verschiedenen Ebenen sind seltener angetroffen worden. Die Augitdurchschnitte sind fast farblos oder sie besitzen einen Stich ins Röthliche; sie zeigen neben der prismatischen Spaltbarkeit auch solche nach der Längsfläche. Die Auslöschungsschiefe beträgt 30—45 Grad. Eine Verwachsung mit primärer Hornblende wurde einige Male am Augit wahrgenommen.

Die Alteration der Augitsubstanz hebt entweder an den Rändern der Durchschnitte an, oder beginnt in der Mitte des Krystalls, wobei im letzteren Falle die Bildung von Spalten indess vorausgegangen sein muss. Die am Augite so interessanten Zersetzungserscheinungen schlagen bei den Culmdiabasen verschiedene Richtungen ein. Bei vielen Augiten besteht das erste Stadium der Umwandlung in der Bildung von Hornblende. Im gewöhnlichen Lichte lichtgrün, zeigt sie einen Dichroismus zwischen licht- und dunkelgrün. Die Auslöschungsschiefe der etwas gefaserten Hornblendesubstanz beträgt 16 — 20 Grad. Ein Auflösen des Augits in schilfähnliche oder spiessige Hornblendenadeln, wie das sonst bei manchen Diabasen vorkommt, fehlt. Schreitet die Zersetzung des Augits von den Rändern nach dem Innern fort, so ist in der Regel die neue Zersetzungspartie zwar auch wiederum Hornblende, doch deren äussere Randzone zerfällt bereits wieder in faserige und schuppige, zuweilen auch recht homogene Umbildungsproducte, die indess die Auslöschung der Hornblende nicht mehr besitzen, sondern parallel der Nicolhauptschnitte auslöschen oder Aggregatpolarisation zeigen.

Die begonnene Umbildung des Augits in Uralit wird somit auf halbem Wege unterbrochen; es ist in diesem Gestein nie ein vollständig zersetzter Augit nur aus Hornblende zusammengesetzt gefunden worden. Im Gegentheil, die vollkommenen Pseudomorphosen nach Augit zeigen entweder radialstrahlige, faserige und schuppige grünliche Gebilde, die, da sie sich meist schon in kalter

Salzsäure auflösen, vorzugsweise aus Chlorit bestehen, oder sie sind ein grünliches, ziemlich homogenes und nur wenig gefasertes Mineral. Die Auslöschung des letzteren erfolgt parallel seiner Faserung, sein Dichroismus ist schwach. Es wird von Salzsäure auch nach längerer Behandlung, wobei sich aller Kalkspath und Chlorit gelöst hatte, nur etwas gebleicht, aber nicht zersetzt. Rosenbusch[1]) erwähnt im Kapitel über Diabase diese Pseudomorphose nach Augit; er fügt hinzu, dass sie im selbigen Verhältniss zum Augit zu stehen scheine, wie der Bastit zum Enstatit, und er vermuthet sogar in derselben selbst Bastit. Nach meinen Beobachtungen möchte ich letztere Annahme für das Wahrscheinlichste halten; der Bastit würde aber nur ein Zwischenstadium für die weitere Zersetzung in Serpentin bilden; eine Möglichkeit, die durch das Vorhandensein von Pikrolith auf Diabasklüften auch makroskopisch gestützt wird.

Neben den im Vorhergehenden geschilderten Zersetzungsvorgängen am Augit ist die directe Bildung von Chlorit aus demselben wohl am häufigsten; sie erfolgt in der so oft beschriebenen Weise und liefert faserige und schuppige Chloritpartieen, die oft auch radialstrahlig gestellt sind.

Als weitere Producte gehen aus der Zersetzung des Augits pulverförmige Eisenerze (Magneteisen) hervor, wie dies von mir zuerst beschrieben worden ist[2]); ferner Kalkspath, der theils in feinen zierlichen Flimmern sich zwischen Chlorit, Hornblende, Bastit? vertheilt, oder in rundlichen Körnern mit Zwillingsverwachsung nach — $^1/_2$ R. ausgeschieden ist. Die Kieselsäure, welche bei der Augitzersetzung frei wird, erscheint entweder in der Gestalt von Quarz in rundlichen oder scharf begrenzten Krystalldurchschnitten ausgebildet, oder in radialstrahligen, feinfaserigen Gebilden, welche bei gekreuzten Nicols ein schwarzes Interferenzkreuz geben. Letztere Bildung scheint dem Chalcedon anzugehören. Quarz und Chalcedon sind stets vergesellschaftet mit

[1]) Physiographie der massigen Gesteine, pag. 331.

[2]) Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft 1874, pag. 14.

Kalkspath und Chlorit und ist ihre secundäre Entstehung dadurch bewiesen.

Ein geringer Theil von Quarzkörnchen in diesen Diabasen ist aber auch primärer Entstehung; es sind diejenigen, welche zwischen noch verhältnissmässig frischen Augiten und Plagioklasen keilförmig eingeklemmt sind.

Von den Erzgemengtheilen ist neben dem secundären Magneteisen Titaneisen und Eisenkies zugegen. Beide letzteren sind, da beide noch recht frisch, schwer zu unterscheiden; die feine Durchlöcherung des Eisenkieses giebt jedoch bei der mikroskopischen Untersuchung hierfür noch einigen Anhalt. Eisenglanz kommt zahlreich in wohlbegrenzten winzigen Blättchen an manchen Stellen recht häufig vor; es scheint fast, da ihre Zahl zwischen den anderen Zersetzungsproducten des Gesteins sich mehrt, ihre secundäre Entstehung gleichfalls wahrscheinlich zu sein. Apatit ist spärlich in den Diabasen des Culms von Ebersdorf vertreten.

Die Structur der Diabase ist eine rein krystalline; denn irgend welche amorphe Zwischenklemmungsmasse wurde in denselben nicht beobachtet. Die richtungslos körnige Structur herrscht im Allgemeinen vor; doch macht sich an manchen Handstücken und Präparaten auch eine Andeutung zur kugeligen Gruppirung von Plagioklas und Augit geltend. Bereits makroskopisch spricht sich das Gefüge dadurch aus, dass namentlich die Plagioklase in sternförmigen Gruppen an einigen Vorkommnissen zu erkennen sind. Besonders charakteristisch und zahlreich zeigt diese Aggregation ein Handstück von Friesau, an welchem 1 Millimeter lange Feldspathleisten zu vier-, fünf- und sechsstrahligen Sternchen vereinigt sind. U. d. M. macht sich das radialstrahlige Gefüge gleichfalls geltend, indem man zugleich bemerkt, dass Augitsäulchen zwischen derartigen mehr oder weniger sternförmigen Plagioklasleisten sich einklemmen und an der kugeligen Bildung theilnehmen. Manchmal giebt der Augit die Tendenz zu dieser Aggregation; so bildet er in einigen Präparaten (Friesau und Schönborn) einige Male recht regelmässige vierstrahlige Sterne, zwischen deren Strahlen sich Plagioklasnädelchen und Erzgemengtheile einfügen. Die Plagioklase und Augite zeigen nach den Enden, welche sich

im Centrum treffen, eine keilförmige Zuspitzung. Vollendete Sphärolithe, wie sie so schön bei den Varioliten des Vogtlandes, namentlich in denen von Wurzbach, welche ich erst neuerdings aufgefunden und demnächst eingehender behandeln werde, vorkommen, sind es nicht; denn zur Bildung dieser ist augenscheinlich das Gestein noch zu körnig; doch die Tendenz zu solcher Bildung ist in den Diabasen des Culm von Ebersdorf entschieden vorhanden.

Die Stellung im System verweist diese Diabase zu den Diabasen schlechthin; der wenige primäre Quarzgehalt, sowie die noch seltenere primäre Hornblendeführung berechtigen noch nicht, dies Gestein zu den Proterobasen zu ziehen.

Gletschererscheinungen
im Frankenwalde und vogtländischen Berglande.

Von Herrn **E. Dathe** in Berlin.

Die Bildung des norddeutschen Diluviums hat man bis in die jüngste Zeit heran durch die Drifttheorie zu erklären versucht. Eine Anzahl von wichtigen Beobachtungen, welche innerhalb der letzten fünf Jahre in diesem Gebiete gemacht wurden, hat indess einen Theil der norddeutschen Geologen bewogen, jene Theorie aufzugeben und einer neuen, der Glacialtheorie sich zuzuwenden, also derjenigen Theorie, welche die Entstehung des nordischen, speciell auch des norddeutschen Diluviums auf eine allgemeine Vergletscherung dieser Landstriche, welche von Skandinavien und Finnland ausging, zurückführt. Den Geschiebelehm mit seinen geschrammten und gekritzten Geschieben von nordischer und einheimischer Herkunft deutet man als Grundmoräne des gewaltigen und wohl mehrere hundert Meter mächtigen Inlandeises; während man in der gerundeten und geschrammten Oberfläche vieler Felsen, welche im Bereiche des Diluviums an vielen Orten (Rüdersdorf, Wurzen, Taucha, Kleinsteinberg, Halle, Lommatzsch, Velpke) aufgefunden worden sind, gleichfalls die Wirkungen desselben Phänomens erblickt. Die südliche Grenze des Diluviums in Norddeutschland, welche von Holland aus durch Deutschland am Fusse der mitteldeutschen Gebirge in ziemlich gebogener Linie von West nach Ost entlang verläuft und bis zu einer Meereshöhe von 440 Meter (Erzgebirge) aufsteigt, ist nach der Glacialtheorie zugleich

die Grenze der grössten Ausdehnung des Inlandeises, welches jene Gebirge, also die Sudeten, das Riesengebirge, das Erzgebirge, den Frankenwald, den Thüringerwald und den mehr nördlich gelegenen Harz demnach nicht erstiegen hat.

Wenn aber nach der Glacialtheorie eine so grossartige Eisbedeckung Norddeutschlands einst stattgefunden hat, so muss nothwendigerweise in allen den oben genannten Gebirgen, welche eine beträchtliche Ausdehnung und Erhebung besitzen, das Klima auf lange Zeit ein so niedriges und feuchtes gewesen sein, wie solches in arktischen Regionen der Erde noch jetzt herrscht.

Diese Beschaffenheit des Klimas zu jener Zeit bedingt aber, dass der als atmosphärischer Niederschlag in den Gebirgen angehäufte Schnee die Form des Firns angenommen haben wird, womit zugleich die Bedingungen zur Bildung localer Gletscherströme gegeben waren.

Von der Richtigkeit dieser Schlussfolgerung seit Jahren überzeugt, lenkte ich bei den geologischen Aufnahmen in Ostthüringen in den beiden letzten Jahren mein Augenmerk auf alle diejenigen Erscheinungen, welche als Spuren des Glacialphänomens gedeutet werden konnten. Schon in den ersten Monaten meiner dortigen Thätigkeit glückte es mir, Pfingsten 1880 bei Saalburg die ersten Glacialspuren aufzufinden, wozu im vergangenen Jahre sich noch weitere Beobachtungen bei Wurzbach gesellt haben. Es liegt nahe, die Gletschererscheinungen in Ostthüringen nach ihren einzelnen Localitäten zu betrachten und zuletzt die sich daraus ergebenden Schlüsse zu ziehen. — Wir beginnen die Beschreibung mit dem Wurzbacher Vorkommen.

Wurzbach liegt im nördlichen Theile des waldreichen Mittelgebirges, welches den Thüringerwald und das Fichtelgebirge in der Richtung von Südost nach Nordwest verbindet und das der Frankenwald genannt wird. Dieses Gebirge ist durch zahlreiche und langausgedehnte Bergrücken, welche eine geringe Breite besitzen und durch tiefe, steilgeböschte Thäler von einander getrennt sind, charakterisirt. Seine Stellung als Mittelgebirge bringt es mit sich, dass seine Erhebungen über dem Meeresspiegel diejenigen der beiden genannten Gebirge nicht ganz erreichen;

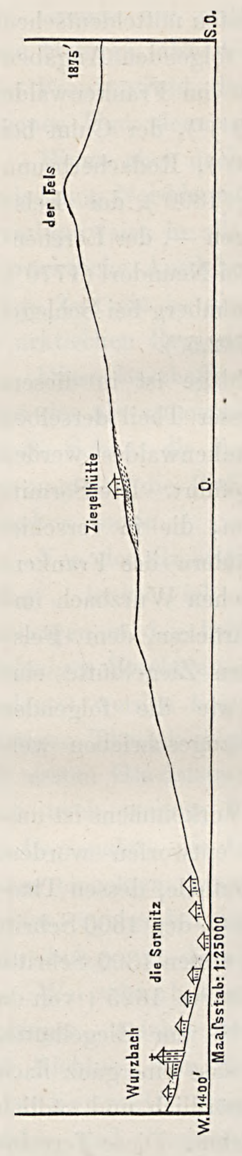
doch kommen sie der Durchschnittshöhe der meisten mitteldeutschen Gebirge immerhin ziemlich nahe, wie aus den folgenden Angaben ersichtlich wird. Die wichtigsten Höhenpunkte im Frankenwalde sind folgende: der Rennsteig bei Tettau (1819')[1], der Culm bei Lehesten (1900'), Osslahügel bei Ossla (1800'), Rodacherbrunn (1810'), der graue Berg (1808'), der Vogelberg (1800'), der »Fels« (1875') — die letzteren drei bei Wurzbach gelegen —, der Lerchenhügel bei Heinersdorf (1817'), der neue Berg bei Neundorf (1770'), der Sieglitzberg bei Lobenstein (1878'), der Culmberg bei Schlegel (1900') und der Krähenhügel bei Schlegel (1742,5').

Die Menge der atmosphärischen Niederschläge ist in diesem Gebirge noch jetzt eine ansehnliche. Ein grosser Theil derselben und zwar aus dem mittleren Theile des Frankenwaldes werden durch die Loquitz und Sormitz der Saale zugeführt. Die Sormitz entsteht aus der Vereinigung von acht Bächen, die in verschiedenen Richtungen der Windrose aus den Wäldern des Frankenwaldes bei Wurzbach zusammentreffen. Zwischen Wurzbach und dem südöstlich von demselben liegenden Höhenrücken, dem »Fels« findet sich in der Umgebung der sogenannten Ziegelhütte eine Ablagerung von Geschiebelehm, welcher, wie die folgenden Zeilen ergeben werden, eine glaciale Bildung zugeschrieben werden muss.

Zur besseren Beurtheilung der Lage des Vorkommens ist umstehendes Höhenprofil, Maassstab 1 : 25000 entworfen worden. Geht man von Wurzbach, also aus dem Sormitzthale, dessen Thalsohle 1400' über dem Meeresspiegel liegt, nach O. den 1800 Schritt weiten Weg zur Ziegelhütte, so steigt man die ersten 1300 Schritte allmählich, aber stetig aufwärts bis zur Höhencurve 1625'; von da ab mindert sich die Steigung des Terrains bis zur Ziegelhütte, denn sie beträgt auf 500 Schritte nur 50', so dass eine ganz flach geböschte Stufe im Terrain entsteht, die sich nördlich und südlich der Ziegelhütte auf viele hundert Schritte ausdehnt. Diese Terrainstufe erscheint fast als eine ebene Hochfläche, die nach S. ganz

---

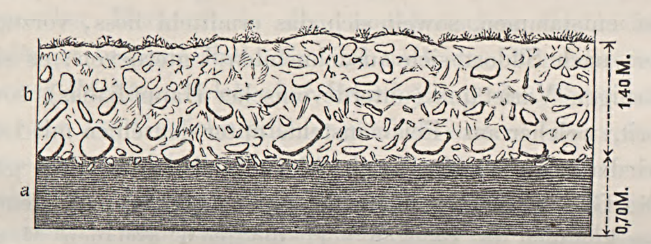
[1] Die Höhen in preussischen Decimalfussen angegeben. 1 preuss. Decimalfuss = 1,2 preuss. Fuss (0,31385 Meter) = 0,37662 Meter.



allmählich sich nach dem Querenbachthale senkt und zwar auf 800 Schritt um 100'; nördlich von der Ziegelhütte verbreitet sich dieselbe nach O. und W. und erstreckt sich gleichfalls noch viele hundert Schritte weit. Auf dieser ziemlich ebenen Hochfläche ist nun die fragliche Glacialbildung in derselben Ausdehnung abgelagert worden. Ihre Länge beträgt circa 1500 Schritt bei einer Breite von circa 500 Schritt. Ehe wir nun diese interessante Localität näher betrachten, mag noch erwähnt werden, dass das von der Ziegelhütte nach SO. gelegte Höhenprofil bis zum »Fels« eine starke Steigung des Terrains anzeigt, die auf eine Länge von 1200 Schritt sich auf 200' beläuft, da der »Fels« eine Höhe von 1875' erreicht.

Die Gruben der Ziegelhütte bei Wurzbach, welche nördlich und südlich derselben und am Wege nach dem Dorfe Helmsgrün liegen, erschliessen gerade den mittleren Theil der ganzen Ablagerung. Durch den langjährigen Abbau sind die Aufschlüsse recht ansehnliche geworden; denn die nördlichen Gruben haben eine Länge von 75 Schritt bei gleicher Breite, und das südliche Grubenfeld hat eine Länge von 100 Schritt bei einer Breite von 60—90 Schritt. Beim Eintritt in die Aufschlüsse fallen sofort zweierlei Schichten dem Beobachter in die Augen; eine obere mit zahlreichen Blöcken erfüllte Lehmablagerung (*b*) und eine untere, welche keine Spur von solchen aufweist. Die untere Partie besteht aus einem ockergelben Lehm (*a*), welcher aus der Verwitterung von daselbst anstehenden Diabasmassen der Devonformation hervorgegangen ist. Lediglich dieser Verwitterungslehm, der freilich wegen starken

Wasserzutritts nur bis 1 Meter tief abgebaut wird, wird zur Ziegelfabrikation gewonnen, während die überlagernde 1,30 Meter, an manchen Stellen auch 1,50 Meter mächtige Schicht wegen ihrer grandigen Beschaffenheit entweder gar nicht oder nur theilweise dazu verwandt werden kann. Von den Lagerungsverhältnissen und sonstigen Eigenthümlichkeiten der ganzen Ablagerung giebt folgender Holzschnitt aus einer der südlichen Gruben ein getreues Bild.



Jeder Geologe wird in der mehrfach schon erwähnten oberen Partie des Aufschlusses einen typischen Blocklehm erkennen. Derselbe ist grau- bis ockergelb und in seinen lehmigen Bestandtheilen ungemein plastisch; es ist kaum zweifelhaft, dass der grössere Theil seiner feinerdigen Lehmmassen der Verwitterungsschicht der Diabase entstammt. Als ächter Blocklehm ist er erfüllt von zahlreichen Blöcken und noch zahlreicheren Schiefergeschieben, die in die lehmige Zwischenmasse gleichsam eingeknetet worden sind. Die Vertheilung der Geschiebe, sowohl der grösseren Blöcke als auch der kleinsten Geschiebe im Lehm ist eine ganz unregelmässige; viele derselben stehen entweder senkrecht oder mehr oder weniger schief geneigt auf einer ihrer schmalen Kanten. Eine Andeutung von irgend welcher Schichtung fehlt der ganzen Lehmablagerung durchaus; regellos, wie die kleine Skizze lehrt, sind grosse und kleine Geschiebe darin vertheilt.

Nach ihrem Material sind die Geschiebe theils paläozoische Schiefergesteine, theils Diabase. Am vorherrschendsten von den Schiefergesteinen sind schwarze unterdevonische Schiefer und die Nereïtenquarzite; denn diese Schichten stehen östlich bis zum »Fels«, überhaupt in der Umgebung der Ziegelhütte an. Auch die in der Nähe, nach Süden auftretenden Culmschiefer und Grauwacken bilden noch einen ziemlich ansehnlichen Procentsatz der

Geschiebe. Seltener sind die schwarzen glimmerreichen untersilurischen Schiefer, die mittelsilurischen Schiefer (Lydit) und die cambrischen Schiefer und Quarzite darin enthalten. Ihr Vorhandensein ist deshalb so interessant und wichtig, weil ihr nächster bekannter Fundort jenseits des »Fels«, also weiter nach O. in der Nähe des Dorfes Helmsgrün sich vorfindet. Auf die Bedeutung dieses Umstandes soll weiter unten zurückgekommen werden. Die Diabase entstammen, soweit sich das ermitteln liess, vorzugsweise aus dem nach Südost sich ausdehnenden Unterdevon; es sind die grobkörnigen Varietäten (unterdevonischer Hauptdiabas), sowie der Epidiorit, welcher am »Fels« ansteht, unter denselben mit Leichtigkeit wieder zu erkennen; auch fehlen Diabastuffe nicht gänzlich.

Die Grösse der Geschiebe ist eine höchst verschiedene. Die Diabase kommen in Blöcken vor, die nach genauen Messungen bis zu 0,8 Kubikmeter halten; auch devonische Schiefergerölle erlangen eine Grösse, welche bis zu 0,4 Kubikmeter aufsteigt. Kleinere Dimensionen sind häufiger und zahllos sind die kleinen kaum Decimeter langen und Centimeter breiten Schieferstücke. Das Verhältniss zwischen Geschieben und den sie beherbergenden Lehmmassen ist 1 : 1,5; während das Verhältniss der Schiefer zum Diabas ungefähr 10 : 2,5 betragen mag.

Wenden wir uns schliesslich zu dem wichtigsten Punkte der ganzen Frage, nämlich zu der Beschaffenheit der Oberfläche der Geschiebe. Bei Durchmusterung derjenigen Blöcke, welche infolge des Abbaues in grossen Haufen in den Gruben umherliegen, fällt dem Beobachter sofort auf, dass die Mehrzahl derselben an ihren Kanten mehr oder minder gerundet sind, vielfach sind gleichzeitig ihre Flächen ziemlich glatt geschliffen, so dass man auf denselben keine auffallende Rauhigkeit bemerkt. An anderen Blöcken hingegen sind mehrere Flächen noch vollständig uneben und höckerig, während nur an einer oder zwei eine Polirung sich kenntlich macht.* Die weicheren Schiefer sind im Grade der Abschleifung durchgängig weiter vorgeschritten und meist recht glatt polirt. Bei einer grossen Anzahl von Schiefergeschieben, welche mit der grössten Vorsicht aus dem Blocklehm herausgenommen wurden, zeigten sich auf der glatten Oberfläche nicht nur deutliche Kritzer,

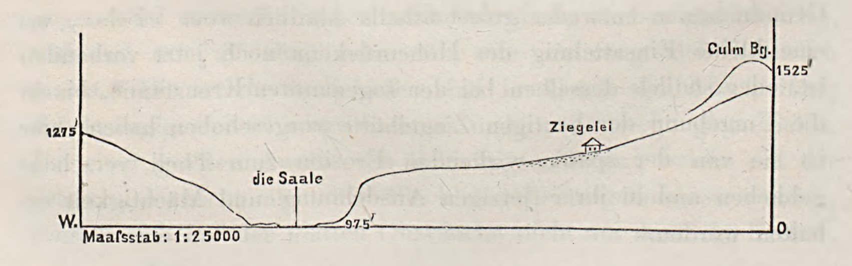
sondern auch Schrammen, welche unter sich vollkommene Parallelität bei geradlinigem Verlauf besitzen. Bei etlichen geschrammten Geschieben sind gleichzeitig zwei Systeme von Schrammen zu bemerken, welche sich unter spitzem Winkel schneiden. Ein grosser Theil der Geschiebe besitzt somit eine Beschaffenheit, wie man solche an den Scheuersteinen der Moränen zu sehen gewohnt ist und wie solche gleichfalls an den Geschieben von nordischer und einheimischer Herkunft in den norddeutschen Geschiebelehmen schon längst bekannt sind. Es sind nach dem Vorstehenden demnach zwei Punkte, welche bei Beurtheilung der Entstehung der Ablagerung ins Gewicht fallen; nämlich erstens die vollkommen regellose, ungeschichtete Structur des Blocklehms und zweitens die abgeschliffene Oberfläche der Geschiebe mit ihren Kritzen und Schrammen. Daraus folgt aber, dass man den Blocklehm in der Umgebung der Ziegelhütte bei Wurzbach als Grundmoräne einer ehemaligen Vergletscherung des Frankenwaldes ansprechen muss.

Die muthmaassliche Richtung, aus welcher der angenommene Gletscher gekommen sein mag, lässt sich mit vollständiger Sicherheit nicht angeben. Das Vorhandensein von Lydit, untersilurischem Schiefer und cambrischem Quarzit als Moränenmaterial verweist uns nach O., resp. SO.; denn das nächste Vorkommen dieser Gesteine in der betreffenden Gegend liegt von der Ziegelhütte, wie oben bereits bemerkt, $^1/_4$ Meile östlich davon entfernt. Da aber jenes Schiefersystem sowohl nach Nord und Süd von jenem Punkte fortstreicht, so kann auch jeder andere, namentlich südlich gelegene Punkt dabei in Frage kommen.

Nimmt man jedoch das erstere als das Wahrscheinlichste an, so würde eine rein östliche oder wenigstens südöstliche Bewegung der Gletschermassen sich ergeben; dieselben müssten alsdann ihre Grundmoränen entweder grösstentheils nördlich vom »Fels«, wo eine kleine Einsattelung des Höhenrückens noch jetzt vorhanden ist, oder südlich desselben bei der sogenannten Kreuztanne, bis in die Umgebung der heutigen Ziegelhütte vorgeschoben haben; hier ist sie von der später wirkenden Erosion zum Theil verschont geblieben und in ihrer jetzigen Ausdehnung und Mächtigkeit erhalten worden.

Das Saalburger Vorkommen liegt nicht mehr im Gebiete des Frankenwaldes, sondern im vogtländischen Berglande. Unter dieser Bezeichnung fassen wir dasjenige Gebirgsland zusammen, welches zwischen Thüringerwald, Frankenwald, Fichtelgebirge und Erzgebirge sich einschiebt. Feste Grenzen lassen sich für dasselbe nicht ziehen, da es allmählich in jene Gebirge übergeht und gewissermaassen als deren Vorberge zu betrachten ist. Der westliche und südwestliche Strich des vogtländischen Berglandes, welcher sich also an den Frankenwald und das Fichtelgebirge anlehnt, wird von der Saale in einem tiefen und engen, mit vielfachen Naturschönheiten geschmückten Thale durchströmt. In diesem Gebirgstheile herrschen noch langgezogene wellige Höhenrücken vor, welche nur strichweise von sporadisch auftretenden Diabaskuppen unterbrochen werden. Hier verleihen sie der Gegend eine angenehme Abwechselung; weiter nach Osten aber, wo sie sich mehren und nur kurze, felsige Bergrücken bilden, die sich immer und immer wiederholen, geben sie der Landschaft ein eigenthümlich unruhiges und zugleich einförmiges Gepräge. Die höchsten Erhebungen im südwestlichen Theile des Berglandes reichen fast an die Höhen des Frankenwaldes heran; die wichtigsten sind: der Culmberg bei Saalburg (1525'), der Horlaer Acker (1521') bei Hirschberg, der Lerchenhügel (1500') bei Frössen und die Cappel (1666') bei Schilbach.

Am rechten Ufer der Saale, wenige hundert Schritte nördlich von dem romantisch gelegenen Städtchen Saalburg liegt an der Chaussee nach Schleiz eine Ziegelei, in deren Gruben gleichfalls Blocklehm als oberste Schicht aufgeschlossen ist. In dem untenstehenden Höhenprofil ist die Lage und Verbreitung der Ablage-



rung (von Ost nach West) im Maassstab 1 : 25000 dargestellt worden. Man ersieht aus demselben, dass, wie das Wurzbacher Vorkommen nicht einem Thale angehört, so auch dieses nicht im Saalthale, sondern auf einer ziemlich ebenen Hochfläche, welche nur noch dem Saalthale im weiteren Sinne zuzählt, gelegen ist.

Das nur 400 Schritt breite Saalthal wird kurz unterhalb des Schiesshauses von Saalburg von hohen Gehängen begrenzt. Von diesen ist das linke 225' hoch, aber nicht so steil geböscht, wie das rechte; denn dieses bildet sehr steile und 125' hohe nackte Felswände. Von der Thalkante aus breitet sich nach Ost und zwar bis zur Ziegelei Saalburg eine ganz flach geböschte Fläche aus. Ihre Steigung beträgt auf 950 Schritt nur 100', demnach liegt die Ziegelei Saalburg über dem dortigen Saalspiegel 225' hoch. Weiter östlich von derselben beginnt das Terrain eine stärkere Steigung anzunehmen, indem es einerseits, ungefähr in der Richtung nach dem Dorfe Culm zu, bis zu 1400' Meereshöhe aufsteigt, andererseits, kaum 1000 Schritte weiter nach Nordost jedoch bis zu 1525' im Culmberge bei Saalburg sich erhebt. Eine mittlere Höhe von circa 1400' ist auch dem hügeligen Gelände weiter nach Ost eigenthümlich; dasselbe erreicht eine Meile östlich von Saalburg in der Kuppe der Cappel (1666') den höchsten Punkt im ganzen vogtländischen Berglande.

Auf dem westlichen Theile dieser oben erwähnten und im Profil dargestellten Hochfläche bei der Ziegelei Saalburg, zwischen dieser und dem westlich gelegenen Fahrwege nach der Klostermühle breitet sich die mehrfach genannte Ablagerung auf eine Erstreckung von 400 Schritt in der Richtung von O. nach W. aus. Ihre südliche Grenze liegt kaum 100 Schritt weit von der Ziegelei entfernt, während ihre Verbreitung nach N. noch nicht ganz sicher bestimmt werden konnte; sie beträgt indess mindestens 500 Schritt.

Der Blocklehm ist nicht nur durch eine recht grosse Grube bei der Ziegelei aufgeschlossen, sondern an dem Querwege, welcher von dieser zu den westlich davon gelegenen Scheunen führt, ist er auch in einer Anzahl kleinerer Gruben, die jedoch oft auflässig

werden, gut entblösst. Seine Mächtigkeit beträgt 1,2—1,5 Meter in der ersterwähnten Grube und verringert sich dieselbe nach W. zu etwas, so dass sie sich in den westlichsten, bei den Scheunen gelegenen Aufschlüssen nur noch auf 0,75 Meter beläuft. Die obere, 0,5 Meter starke Schicht des Lehms ist graugelblich gefärbt; nach unten nimmt er jedoch eine gelblichbraune Färbung an. Er besitzt alle charakteristischen Eigenthümlichkeiten eines ächten Block-, resp. Geschiebelehmes und gleicht ebenso sehr dem oben beschriebenen Wurzbacher Vorkommen, als auch den Geschiebelehmen, wie man solche in der norddeutschen Ebene findet. Er ist erfüllt von zahlreichen bis über kopfgrossen Blöcken, und kleinere Geschiebe bis zu den winzigsten Grössen sind zahllos darin vertheilt. Schichtung mangelt ihm gänzlich; denn beide, grosse und kleine Geschiebe sind ganz wirr in demselben eingemengt, so dass viele derselben gerade auf ihrer schmalsten Kante in demselben liegen; manche stehen sogar auf der Spitze.

Die Geschiebe gehören folgenden Gesteinsarten an. Schiefer und zwar cambrische, untersilurische, mittelsilurische (Lydit), devonische und Culmschiefer sind vorwiegend vertreten; ausserdem sind verschiedene Diabasvarietäten, sowie Gangquarz und silurische und cambrische Quarzite aufzuführen. Nach ihrem Ursprung mag ein Theil derselben der nächsten Umgebung entstammen, da einerseits Culm und Devon die Unterlage der Ablagerung zum Theil bilden und weiter nach Ost zu anstehen. Indess kann, wie weiter unten zu ersehen ist, die Heimath der Geschiebe auch eine andere sein. Das feinere, sandige Material hat natürlicherweise, wenigstens zum Theil den gleichen Ursprungsort wie die Geschiebe, da es durch Zerreibung derselben entstanden ist, zum anderen Theile ist es aus dem Untergrunde der Ablagerung aufgenommen und mit dem übrigen Material innig vermischt worden; denn die Unterlage des Blocklehmes besteht, wie die günstigen Aufschlüsse bei der Ziegelei lehren, aus einem thonigen, gelblichbraunen Verwitterungslehm. Derselbe ist aus devonischen Schichten entstanden und besitzt eine Mächtigkeit von vielen Metern; denn er wird bis zu einer Tiefe von 4 Meter zur Ziegelfabrikation abgebaut, wobei man aber noch nicht auf festes Gestein gestossen ist.

Was nun die Beschaffenheit der Oberfläche der Geschiebe anlangt, so ist im Allgemeinen sowohl die Abschleifung als auch die Schrammung und Kritzung derselben eine ganz ausgezeichnete. Unter den zahlreichen geschrammten Scheuersteinen, welche ich hier in den Jahren 1880 und 1881 unter Beobachtung der nöthigen Vorsichtsmaassregeln gesammelt habe, sind nicht nur Schiefer, sondern auch Diabase höchst deutlich geschrammt. Es liegt beispielsweise ein handgrosses Diabasgeschiebe vor, welches an den Kanten gerundet und gekritzt, aber nur auf der einen Breitseite glatt geschliffen ist, während die andere Rauhigkeit zeigt. Auf der glatten Fläche bemerkt man eine Anzahl kurze Kritzer, sowie drei $5^1/_2$ Centimeter lange und 1 Millimeter tiefe Schrammen, die zusammen eine Breite von 5 Millimeter einnehmen und vollkommen parallel mit einander verlaufen. Die schwarzen untersilurischen Schiefer scheinen für die Schrammung besonders geeignet gewesen zu sein. Ihr Material gestattete die Ausbildung von höchst feinen, ziemlich lang aushaltenden Schrammungslinien, welche oft die ganze Schlifffläche gleichmässig überziehen und oft zwei oder drei Streifungssystemen angehören. Das Hauptsystem verläuft in der Regel parallel mit der grössten Längenausdehnung des Scheuersteins, während die beiden übrigen dasselbe unter Winkeln von 20^0 und 30^0 schneiden. In allen Systemen kommen neben den zarteren, auch stärkere bis 1 Millimeter tiefe ausgehobelte Riefen vor.

So besitzt denn auch der Blocklehm nördlich von Saalburg in seiner Structur und in der Führung von geschrammten und gekritzten Geschieben alle die Erfordernisse, welche man an Glacialbildungen bisher zu stellen gewohnt ist; es ist deshalb gewiss nicht gewagt, wenn man dies Vorkommen unter gleichzeitiger Berücksichtigung seiner Lagerung als eine Grundmoräne auffasst, welche jedenfalls früher eine grössere Mächtigkeit besass, aber durch Erosion gewiss um vieles verringert worden ist.

Welchen Weg hat der Gletscher genommen, oder wo haben wir das Ursprungsgebiet der Geschiebe zu suchen? Eine bestimmte Antwort ist auf diese Frage nicht zu ertheilen. Mehrere Beobachtungen scheinen dafür zu sprechen, dass der eigentliche Gletscherstrom im Allgemeinen dem Saalthal gefolgt ist, dass also sein

Ursprung südlich, dem Fichtelgebirge zu, liegt. Vorigen Herbst habe ich beobachtet, dass ein ähnlicher Geschiebelehm am rechten Ufer der Saale bei Gottliebsthal, an der Strasse nach Hirschberg von der Saale an auf eine weite Strecke und bis 100′ hoch am Gehänge ganz allmählich aufsteigend, abgelagert ist. Der Mangel an Aufschlüssen und die Ungunst der Witterung verhinderte zwar eingehendere Beobachtungen zu machen, doch zweifele ich nicht, dass er mit dem Saalburger Geschiebelehm in Parallele zu stellen ist. Eine ähnliche Stelle liegt weiter abwärts von Saalburg am linken Gehänge der Saale bei der Klostermühle bei Saalburg, hier ist ebenso Geschiebelehm 60′ hoch über dem Saalspiegel abgelagert. Beide Vorkommen, die wegen ungenügender Aufschlüsse jetzt nicht eingehender behandelt werden können, zeigen jedoch, dass die obige Behauptung, dass der Gletscher seinen Lauf im Saalthal genommen haben dürfte, an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Hoffentlich wird mir Gelegenheit, beide Localitäten, sowie den oberhalb Saalburgs gelegenen Theil des Saalthals an geeigneten Stellen in dieser Richtung näher untersuchen zu können.

Eine andere Möglichkeit muss indess bei Beantwortung obiger Frage noch in Berücksichtigung gezogen werden. Der Gletscher, welcher bei Saalburg die Grundmoräne hinterlassen hat, könnte auch aus Ost, resp. Südost gekommen sein, nämlich aus jenem Striche des vogtländischen Berglandes, welcher sich in einer Meereshöhe von 1400—1500′ bis zu der »Cappel« ausbreitet. Die Geschiebe bezüglich ihrer Gesteinsnatur würden allerdings dieser Ansicht nicht widersprechen, sondern dieselbe eher befürworten; denn sämmtliche Gesteine, die darin gefunden worden sind, stehen in jenem genannten Landstriche an.

Nach Beschreibung dieser Verhältnisse bei Saalburg und Wurzbach mögen noch einige Punkte im Frankenwalde und vogtländischen Berglande Erwähnung finden, welche bei Betrachtung der Gletschererscheinungen in diesen Gegenden noch weitere Berücksichtigung verdienen.

Südlich von Schleiz und westlich von dem Schlosse Heinrichsruhe breitet sich nördlich der Chaussée Schleiz-Saalburg Blocklehm aus, welcher in einigen kleineren Gruben aufgeschlossen ist. Das

Material der Blöcke und kleineren Geschiebe scheint nur der nächsten Umgebung zu entstammen und besteht aus untersilurischen Schiefern und Quarziten, ferner aus Kieselschiefer, Gangquarz und Diabasen. Sämmtliches Geschiebematerial ist von dem südlich vorliegenden Höhenrücken, der sogenannten Hirschraufe (1540' hoch), auf das gegenwärtige Ablagerungsgebiet transportirt worden. An der Oberfläche der Geschiebe ist zwar eine Abschleifung zu erkennen, doch habe ich gekritzte und geschrammte Geschiebe, als ich in Gemeinschaft mit Prof. LIEBE jenen District 1880 kartirte, trotz sorgfältigen Suchens nicht finden können. Aehnliche, an Moränen erinnernde Ablagerungen sind nach Mittheilungen des Prof. LIEBE auch südlich des Culm im Frankenwalde vorhanden.

Bei Annahme der Vergletscherung des Frankenwaldes und vogtländischen Berglandes gewinnen auch die Störungen am Ausgehenden der verschiedenen Schiefergesteine erhöhte Bedeutung; sie lassen sich möglichenfalls auf den grossen Druck, den die bewegenden Eismassen ausübten, zurückführen. Mit dieser Frage in Beziehung zu setzende Verhältnisse habe ich vorigen Herbst bei Wurzbach im herrschaftlichen Schieferbruche beobachtet. Es wurde hier zum Zwecke der Aufsuchung abbauwürdiger Schiefer (Culm) ein über 50 Meter langer Stolln getrieben und dadurch ein interessantes Profil blossgelegt. In dem ziemlich horizontal gelagerten Culmschiefer setzen drei Lamprophyrgänge auf, die allerdings bis zu mehreren Metern Tiefe vollständig in einen ockergelben, thonigen Grus zersetzt sind. Das Ausgehende dieser Gänge ist nun schweifartig in die Schottermassen, welche in einer Mächtigkeit bis zu 1,5 Meter die festen Schieferschichten bedecken, bis auf eine Erstreckung von 8 Meter gezogen worden, wodurch eine starke Bewegung des Schotters angezeigt wird. Da noch einige Punkte der weiteren Untersuchung bedürftig erscheinen, so sei hiermit auf diese Verhältnisse hingewiesen und hoffe ich demnächst auf diese Localität zurückzukommen.

Ob nun die Vergletscherung des Frankenwaldes und des vogtländischen Berglandes eine allgemeine gewesen ist, oder ob nur besonders orographisch bevorzugte Striche derselben von dem Glacialphänomen betroffen worden sind, lässt sich jetzt noch nicht

bestimmt entscheiden. Soweit sich die Verhältnisse beurtheilen lassen, möchte ich letztere Annahme für wahrscheinlich halten.

Schliesslich mag noch bemerkt werden, dass die beobachteten und als Grundmoränen angesprochenen Blocklehme von Wurzbach und Saalburg nicht etwa weit nach Süden vorgeschobene Posten des norddeutschen Diluviums sind, und dass sie nicht mit der tief nach Thüringen eingreifenden Bucht desselben zusammenhängen. Ich berühre diese Frage deshalb, weil vielleicht bei Manchem dieser Gedanke aufsteigen könnte; denn bekanntlich liegt der südlichste Punkt des norddeutschen Diluviums in Thüringen bei Saalfeld, woher Richter[1]) »Feuersteinfragmente mit den ihnen eigenthümlichen Petrefacten« vom rothen Berge bei Saalfeld und einen kleinen Granitblock auf dem Gleitsch bei Obernitz angiebt. Da aber in unseren diluvialen Ablagerungen irgendwelches nordische Material nicht vorhanden ist, auch jeder dieser Orte von Saalfeld 3 Meilen entfernt ist, so lassen sie sich mit dem nordischen Geschiebelehm nicht in directe Verbindung setzen, sondern man muss denselben eine locale Entstehung zuschreiben.

So ist durch den Nachweis von Gletschererscheinungen im Frankenwalde und vogtländischen Berglande, und da auch E. Kayser[2]) im vergangenen Jahre ähnliche Verhältnisse aus dem Harz bekannt gemacht hat, ein dunkler Punkt in der norddeutschen Glacialfrage erledigt worden. Hoffentlich wird die Zeit nicht ferne sein, wo ähnliche Ablagerungen auch in den übrigen mitteldeutschen Gebirgen nachgewiesen werden.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1869, p. 441.

[2]) E. Kayser, Gletschererscheinungen im Harz. Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1881.

Ueber
die geologischen Verhältnisse der Seeberge und des Galberges[1]) bei Gotha,
mit besonderer Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse.

Von Herrn **Max Bauer** in Königsberg i. Pr.

(Mit Tafel VIII. und IX.)

Einer der interessantesten Punkte des ebenen Thüringens nördlich vom Thüringer Wald ist unstreitig der Rücken der Seeberge mit seiner nordwestlichen Fortsetzung, dem Galberg, einmal wegen der dort anstehenden Rhät- und Juraschichten, dann wegen der complicirten Lagerungsverhältnisse. Ich habe im Nachfolgenden eine specielle Darstellung davon zu geben versucht, nachdem die geologische Specialuntersuchung des Gebietes beendigt ist, habe mich aber nicht auf das völlig Neue beschränkt, was dabei ermittelt worden ist, sondern auch mannichfach schon Bekanntes herbeigezogen, um Liebhabern der Geologie, wie sie in Thüringen und speciell in Gotha nicht selten sind, das Verständniss der Verhältnisse nach Möglichkeit zu erleichtern.

Südöstlich von der Stadt Gotha zieht sich auf eine Erstreckung von etwa einer Stunde ein Bergrücken bis zum Dorfe Seebergen

[1]) So wird der Berg, diese nordwestliche Fortsetzung des Seebergzuges, in Gotha genannt; die Karte schreibt Galgenberg.

hin, der den Namen des kleinen und des grossen Seebergs führt und der sich auch nordwestlich von der Stadt noch in dem sogenannten Galberg fortsetzt. Dieser Bergrücken hat schon frühe, theils wegen der zum Theil interessanten Gesteine, die ihn zusammensetzen, theils wegen der stellenweise sehr complicirten Lagerungsverhältnisse, welche die Schichten darbieten, die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen, und es ist namentlich der um die Kenntniss der geologischen Verhältnisse seiner Thüringischen Heimath so hoch verdiente Heinrich Credner, der sich mit der in Rede stehenden Gegend beschäftigt und ihren Bau im Detail studirt hat. Es sind namentlich zwei grössere Arbeiten, die sich eingehend mit der vorliegenden Aufgabe befasst haben neben mannichfachen zerstreuten Bemerkungen über denselben Gegenstand. Beide Arbeiten sind im Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc. abgedruckt. Die eine führt den Titel: »Geognostische Beschreibung des Höhenzuges zwischen Gotha und Arnstadt«, Jahrg. 1839, pag. 379—403, mit 2 Tafeln, eine Karte des Terrains und seiner Fortsetzung nach Osten und viele Profile enthaltend. Es ist darin eine Beschreibung der den Höhenzug bildenden Formationen nebst deren gestörten Lagerungsverhältnissen gegeben, die aber z. Th. dem jetzigen Standpunkt der Geologie nicht mehr entspricht, und es werden die beobachteten Dislocationen schliesslich zurückgeführt auf Hebungen, die in der Hauptkette des Thüringerwaldes und in den anliegenden jüngeren Formationen nach der Eruption der Melaphyre und der Porphyre stattgefunden haben sollen, ohne dass dabei neue Gesteinseruptionen sich ereigneten. Die zweite Arbeit (Jahrg. 1860, pag. 293—320 mit einer Tafel, ebenfalls eine Karte und Profile enthaltend) beschäftigt sich hauptsächlich mit den obersten Keupergebilden, den rhätischen Schichten des grossen Seebergs und anderer benachbarter Gegenden; und sie corrigirt in dieser Beziehung eine irrthümliche Auffassung der früheren Arbeit, wo diese Gebilde als Liassandstein dargestellt waren. Die Lagerungsverhältnisse besonders der den rhätischen Sandstein stellenweis überdeckenden Liasschichten werden besprochen und die von ihnen erlangte Anschauung in den Profilen und der Karte zur Anschauung gebracht.

Mehr im Zusammenhang mit anderen ähnlichen Erscheinungen am Nord- und Südrande des Thüringerwaldes wird die hier zu betrachtende Gegend sodann geschildert in der Erläuterung zu der 1855 in 2. Auflage erschienenen geognostischen Karte des Thüringerwaldes: »Versuch einer Bildungsgeschichte der geognostischen Verhältnisse des Thüringerwaldes.« Es werden die vorhandenen Formationen kurz geschildert und dann namentlich die Dislocationen auf eine Reihe von in der Zeit verschiedenen Hebungen zurückgeführt, die verschieden gerichtete Hebungslinien zur Folge gehabt haben. Eine erste Hebung hat darnach zur Zeit der Ablagerung des bunten Sandsteins stattgefunden, eine zweite gehört der Zeit der Ablagerung des oberen Muschelkalks und der Lettenkohlengruppe an, eine dritte Hebung muss nach CREDNER's Ansicht nach der Ablagerung der bunten Keupermergel stattgefunden haben, da an einigen Stellen auch diese steil aufgerichtet sind und die letzte Hebung endlich, welche die Lagerungsverhältnisse in unserem Gebiet definitiv so gestaltet hat, wie sie sich uns jetzt darstellen, muss nach der Ablagerung des Lias vor sich gegangen sein, da Schichten, die dieser Formation angehören, dabei dislocirt worden sind.

In ähnlichen Anschauungen bewegt sich, offenbar durch CREDNER beeinflusst, die Arbeit von TEGETMEYER[1]). Derselbe giebt eine genaue und sorgfältige Darstellung der Schichtenfolgen im Keuper des von ihm bezeichneten Gebietes und führt dabei Manches an, was von ihm und auch von K. v. FRITSCH neu beobachtet worden ist. Die Complication der Lagerungsverhältnisse ist auch ihm nicht entgangen, aber er spricht davon allerdings nur nebenbei, da es ihm eben weitaus in erster Linie auf die Erforschung der Gliederung der Schichten ankam. Er hält den jetzigen Umfang der Keuperablagerungen (und damit natürlich implicite auch der Liasablagerungen) für im Wesentlichen ursprünglich und sieht so in der jetzigen Verbreitung einer Formationsabtheilung annähernd auch die Ausdehnung des Meerestheils, aus der die be-

---

[1]) Beiträge zur Kenntniss des Keupers im nördlichen Thüringen. Zeitschr. für die gesammte Naturwissenschaft 1876, Bd. 13, pag. 403 — 484 mit 2 Tafeln.

treffende Ablagerung sich ausschied, indem er der Erosion nur untergeordneten Einfluss zuschrieb und da, wo auf grosse Erstreckung Keuper an wesentlich ältere Schichten des Muschelkalks angrenzte, sah er eine Anlagerung von Keupermaterial an eine Muschelkalksteilküste aus einem diese letztere bespülenden Keupermeeresarm.

Die orographischen Verhältnisse.

Die von uns zu betrachtende Gegend erhebt sich in ihrem südöstlichen Theil zum Maximum ihrer Höhe in dem »grossen Seeberg«, der an seiner höchsten Stelle bis zu ganz annähernd 1100 Fuss[1]) ansteigt. Der »grosse Seeberg« stellt ein kleines von Rhätsandstein gebildetes Plateau mit wenig ebener Oberfläche dar, von welchem aus steile von Steinmergelkeuper gebildete Abhänge nach Norden, Osten und Süden in die umgebende Ebene abfallen, während nach Südwesten hin eine langsamere und allmählichere Verflachung in das Apfelstädtthal beim Dorfe Günthersleben stattfindet. Ein grosser Theil des Berges ist mit Wald und auf grosse Erstreckung von dichter, junger Schonung bestanden, die vielfach eine genauere Untersuchung des geologischen Baues fast ganz verhindert. Andererseits haben aber die zahlreichen Sandsteinbrüche an vielen Stellen den Schichtenbau bis in beträchtliche Tiefe aufgeschlossen.

An das Plateau des grossen Seeberges schliesst sich im Osten ein schmaler Bergrücken an, der sich nach Nordwest bis zum Leinathal weiterzieht, in welchem in derselben Richtung sich die Stadt Gotha angesiedelt hat. Dieser lange, auf eine Erstreckung von ungefähr 5000 Fuss sich hinziehende Bergrücken soll hier in seiner Gesammtheit als »kleiner Seeberg« bezeichnet werden. Er stellt einen schmalen, nur wenige Schritt breiten Grat dar, der sich nur an seinem nordwestlichen Ende, da wo die alte Sternwarte steht, etwas weiter ausbreitet. Seine Abhänge fallen nach

[1]) Es sind darunter preussische Decimalfusse verstanden, welches Maass den preussischen Generalstabsmesstischblättern zu Grunde liegt.

Norden sowohl, als nach Süden zuoberst ziemlich steil ab, verflachen sich aber nach unten hin langsamer und allmählicher in die beiderseits anliegende weit ausgebreitete Ebene. Uebrigens ist die natürliche Form dieses Bergrückens zum Theil ganz verändert durch den ausgedehnten Steinbruchbetrieb, der sowohl auf seiner Höhe, als auch an seiner südlichen und stellenweise auch nördlichen Flanke stattfindet, und der so umfangreich ist, dass eine fast ununterbrochene Reihe von neuen und verlassenen Brüchen mit ihren bedeutenden Schutthalden sich von einem Ende bis zum anderen hinzieht. Der grosse und der kleine Seeberg stossen an der Butterleiste zusammen und die Grenze zwischen Beiden ist geologisch eine sehr scharfe, da der aus Sandstein gebildete grosse Seeberg in seiner Gesteinsbeschaffenheit sich von dem wesentlich aus Kalk bestehenden kleinen Seeberg auf das Schärfste unterscheidet; auch zieht zwischen beiden eine Hauptverwerfungsspalte hindurch, die den Rhätsandstein in das Niveau des mittleren Muschelkalks gebracht hat. Auch der Oberflächengestaltung nach ist die Grenze ziemlich scharf, da sich an dieser Stelle der grosse Seeberg rasch ziemlich weit ausbreitet im Gegensatze zu dem ganz schmalen kleinen Seeberg, der sich zu jenem, der Gestalt nach, gewissermaassen verhält wie der Löffelstiel zum Löffel selbst, die Beide in der Butterleiste mit einander vereinigt sind.

Im Nordwesten, dicht hinter der alten Sternwarte, fällt der kleine Seeberg ziemlich steil in das Leinathal ab und erreicht hier als solcher seine Endschaft. Ueberschreitet man aber das Leinathal und geht in nordwestlicher Richtung weiter, so findet man, dass der Rücken sich jenseits des Thales noch weiter fortsetzt. Schon in der Stadt Gotha erhebt sich der Bergkegel, auf dem das Schloss »Friedenstein« liegt, genau im Streichen des kleinen Seebergs und von diesem eben nur durch das Leinathal getrennt, das wohl als ein Erosionsthal aufzufassen ist, welches den Rücken des kleinen Seebergs und seiner Fortsetzung nach Nordosten an jener Stelle durchschnitten hat, an der, wie es scheint, besonders starke Schichtenstörungen den Durchbruch hervorgerufen oder doch erleichtert haben. Leider verdeckt die Stadt Gotha diese Verhältnisse vollständig, so dass die Beobachtung irgend welcher Einzel-

heiten dort nicht möglich ist, man sieht aber, wie gerade an jener Stelle, welche die Leina zu ihrem Durchbruch gewählt hat, zwei Systeme verschieden streichender Verwerfungsspalten sich schneiden. Auch die Beschaffenheit des Untergrundes von Schloss Friedenstein lässt sich nicht direct beobachten, und auch Erkundigungen haben nicht zu einem sicheren Resultat geführt. Geht man aber von dort aus in der Richtung des Streichens des kleinen Seebergs noch weiter, so sieht man, dass ausserhalb der Stadt derselbe schmale Rücken mit oben steileren, nach unten zu in die nördlich und südlich vorliegenden Ebenen sich verflachenden Abhängen sich genau in der Streichrichtung des kleinen Seebergs noch weit hinzieht, ebenfalls oben und an den beiden Flanken durch zahlreiche und ausgedehnte Steinbrüche verunstaltet und hinter dem Arnoldithürmchen sich allmählich in das Plateau des Krahnbergs ausbreitend. Dieser Rücken, der Galberg, oben etwas breiter als der kleine Seeberg, liegt ganz genau in der Fortsetzung desselben, beide in Beziehung auf die Streichrichtung mit dem Thüringer Wald übereinstimmend und er besteht auch aus ganz genau denselben Gesteinen wie der kleine Seeberg, die in den gleichen Lagerungsverhältnissen angeordnet sind, es ist also gerechtfertigt, den Galberg und kleinen Seeberg als ein zusammengehöriges Ganzes anzusehen, das die Leina in zwei Theile zerschnitten hat.

Das dem geschilderten Bergrücken in seiner ganzen Erstreckung vom grossen Seeberg bis zum Krahnberg nach Nord und Süd vorliegende Terrain ist eine schwach wellige ausgedehnte Ebene, aus der sich der Seeberg isolirt und auf weite Entfernung sichtbar erhebt, und die z. Th. von Keuperschichten, zum grösseren Theil aber von Alluvium und Diluvium gebildet wird. Diese Ebene wird an einigen Stellen aber unterbrochen durch einzelne scharf sich hervorhebende kleinere Buckel, die durch ihre Gesteinsbeschaffenheit zeigen — sie bestehen, abweichend von ihrer Umgebung, aus Triasschichten —, dass hier besondere Verhältnisse vorliegen. Es ist der Grenzberg bei Remstedt und der Petersberg[1]) bei Sieb-

[1]) Den Namen Petersberg hat die Generalstabskarte nicht, er wird aber von Credner gebraucht; es ist die unmittelbar nordwestlich vor Siebleben dicht an der Erfurter Chaussee liegende Kuppe.

leben, neben denen nur noch zwei hervorragendere kleine Kuppen beim Dorfe Siebleben zu erwähnen sind, die geologische Bedeutung haben. Schliesslich ist noch aufmerksam zu machen auf eine Reihe kleiner Hügelchen, die am Nordostabfall des grossen Seeberges den Fuss desselben umsäumen und deren Existenz ebenfalls in gewissen später zu besprechenden geologischen Vorgängen begründet ist.

Die geologischen Formationen.

Die unser Gebiet zusammensetzenden Formationen gehören der Trias und dem Jura an. Von der Trias ist es der Muschelkalk von der Anhydritgruppe an aufwärts und der ganze Keuper nebst dem Rhät und vom Jura der untere und mittlere Lias. Dazu kommt Diluvium und Alluvium auf ausgedehnten Flächen.

Der Muschelkalk. Das älteste Glied dieser Gruppe, das hier beobachtet ist, zugleich die älteste Formationsabtheilung, die in unserem Gebiet überhaupt sich findet, ist der mittlere Muschelkalk, oder die Anhydritgruppe, die längs des ganzen kleinen Seeberges und seiner jenseits der Stadt liegenden Fortsetzung, sowie am Grenzberg und Petersberg aufgeschlossen ist in den vielfachen und ausgedehnten Steinbrüchen, welche sich an all den genannten Orten befinden. Auch am Südwestabhang des grossen Seeberges steht der mittlere Muschelkalk auf einer allerdings nicht sehr grossen Fläche zu Tage an.

Besonders vollständig aufgeschlossen ist die Anhydritgruppe am Südabhang des kleinen Seeberges, wo in den grossen Gypsbrüchen fast die ganze obere Hälfte der Abtheilung entblösst ist, die untere Hälfte ist überhaupt in unserem Gebiet nicht aufgeschlossen. Das liegendste ist am Südabhang des kleinen Seeberges ein mächtiger Gypsstock. Es ist ein weisser bis grauer, nicht rother, dichter bis feinkörniger Gyps, der an einzelnen Stellen spàthige Gypspartieen, aber meist nur von geringem Umfang einschliesst und der stellenweise von Schnüren von Fasergyps durchzogen wird.

Nach Credner schliesst er auch Quarzkrystalle von grauer Farbe, aber allerdings in ziemlich spärlicher Anzahl ein. Er unterscheidet sich dadurch von dem später zu betrachtenden Keupergyps, der sich durch häufig rothe Farbe und zahlreiche Quarzkrystalle dem Muschelkalkgyps gegenüber leicht erkennen lässt. Dieser letztere ist, wie die Untersuchung eines der Sohle eines Steinbruchs entnommenen unzweifelhaft ganz frischen Handstücks gezeigt hat, reiner Gyps, d. h. der Wassergehalt entspricht genau der Formel $CaSO_4 + 2H_2O$, von einer Anhydritbeimengung ist also keine Rede. Ist dieser Gyps je aus Anhydrit entstanden, so muss die Umwandlung wenigstens bis auf die von den Steinbrüchen erreichte Tiefe ganz vollständig schon vor sich gegangen sein. Ueber die Verhältnisse in grösserer Tiefe, die über diese Frage vielleicht Aufschluss geben könnten, ist, wenigstens am kleinen Seeberg, nichts durch Beobachtung bekannt. Die in jenen Steinbrüchen beobachtete Mächtigkeit des Gypses beträgt ca. 40—50′; wie weit unter der Sohle der Steinbrüche noch Gyps folgt, ist, wie eben erwähnt, noch nicht ermittelt worden. Unter allen Umständen steht aber fest, dass diese Gypsmasse eine der grössten, wenn nicht die grösste Muschelkalkgypsmasse ist, die in Deutschland zu Tage ansteht. Die sonstigen massenhaften Gypsvorkommnisse gehören fast ausschliesslich dem Zechstein und nicht dem Muschelkalk an. An all den anderen oben genannten Orten unseres Gebiets, wo der mittlere Muschelkalk zu Tage ansteht, ist Gyps noch nicht beobachtet worden, dagegen hat man wenig jenseits der Nordostgrenze unserer Karte bei Buffleben und Tröchtelborn, nördlich und nordöstlich von Gotha durch Bohrungen Gyps in der Tiefe nachgewiesen, der unzweifelhaft ebenfalls der Anhydritgruppe angehört. Dieser Gyps ist von noch grösserer Bedeutung als der am Seeberg, da er Steinsalz einschliesst, zu dessen Gewinnung bei Buffleben die Saline Ernsthall angelegt worden ist und dessen Vorhandensein bei Tröchtelborn bei der Bohrung festgestellt wurde. An solchen Steinsalz führenden Stellen ist der Gyps nach Credner mächtiger als sonst und er soll so stellenweise bis zu einer Mächtigkeit von 300 Fuss entwickelt sein.

Der Gyps ist überlagert von ca. 50 Fuss des charakteristischen weissen, dünngeschichteten, dolomitischen Mergelkalks, der durch

ganz Thüringen den mittleren Muschelkalk auszeichnet. Er ist nicht nur in den Gypsbrüchen, sondern auch in den auf der Höhe des Seeberges gelegenen Trochitenkalkbrüchen, ebenso am Petersberg und Grenzberg gut aufgeschlossen, da man in den steil stehenden Schichten vielfach von unten her den Trochitenkalk abbaut. Es ist weitaus das auffallendste Glied der Gruppe und vielfach von weiter Entfernung her an der weissen Farbe kenntlich. Die dünnen Schichten sind von ganz ebenen Schichtflächen begrenzt, die weissen Platten zerfallen beim Verwittern vielfach in ganz dünngeschieferte Massen. Meist sind die Platten ganz gleichartig und homogen und nur selten, wenn die Schichten etwas mächtiger werden, tritt eine poröse oder cavernöse Beschaffenheit ein, so dass eigentliche weisse Zellendolomite entstehen, die in unserem Gebiete aber keine grosse Rolle spielen, sondern höchstens als untergeordnete Einlagerungen in den dünnplattigen, nicht porösen Dolomiten vorkommen. Andere Einlagerungen untergeordneter Natur sind braungraue Hornsteine in einzelnen Knauern oder auch in dünnen, zusammenhängenden, aber wenig ausgedehnten Bänkchen, die bei der Verwitterung ihre Farbe verlieren und schneeweiss werden und auf deren Oberfläche dann die gebogenen Durchschnitte von Molluskenschalen zuweilen, aber nicht immer deutlich hervortreten. Nach CREDNER sind es Reste der *Terebratula vulgaris*. Den Schluss der Anhydritgruppe machen einige Fuss eines zwar noch hell, aber doch mehr gelblich gefärbten Dolomites, der zwar noch dünn, aber nicht mehr ganz so eben geschichtet ist, wie der ächte Plattendolomit des mittleren Muschelkalks. Ausgezeichnet ist dieser oberste Dolomit der Anhydritgruppe dadurch, dass in einigen Schichten stellenweise Massen von Exemplaren eines Mytilus zum Vorschein kommen, die kleiner sind, als die sonst gewöhnlich im Muschelkalk jener Gegend sich findenden Exemplare von *Myt. vetustus* GOLDF. (*Myt. eduliformis* v. SCHLOTH.) und daher vielleicht einer anderen Species angehören. Die Stelle, wo diese Muschel sich in Menge findet, ist unmittelbar neben der auf der Höhe des kleinen Seeberges führenden Fahrstrasse im Chausseegraben dicht hinter dem Gebäude der alten Sternwarte, anderwärts habe ich sie nicht beobachtet. Sonst habe

ich von Versteinerungen im mittleren Muschelkalk nichts angetroffen, Credner dagegen giebt als Seltenheit *Modiola Credneri* und *Trigonia curvirostris* an. Ich habe diese Schichten mit *Mytilus* spec. noch dem mittleren Muschelkalk zugerechnet, da sie demselben in ihrer Gesteinsbeschaffenheit näher stehen, als dem folgenden Glied des Muschelkalks, dem Trochitenkalk, als dessen Basis die unmittelbar folgenden oolithischen Schichten angesehen zu werden pflegen.

Die den Gyps überlagernden Schichten des mittleren Muschelkalks haben eine Gesammtmächtigkeit von 40—50 Fuss.

Der obere Muschelkalk wird eröffnet durch den Trochitenkalk, der ebenfalls wie der Gyps von hoher technischer Bedeutung ist. Derselbe schliesst sich in seiner Verbreitung durchaus an den mittleren Muschelkalk an, dessen auf etwas grösseren Flächen verbreitetes Vorkommen er als ein schmales Band umsäumt und von dem Verbreitungsbezirk der obersten Muschelkalkschichten mit *Am. nodosus* abgrenzt. Auf grösseren Flächen ist er nirgends ausgebreitet. In dieser Weise umgiebt er den mittleren Muschelkalk am Südwestabhang des grossen Seebergs und zieht sich als schmales Band längs des ganzen kleinen Seebergs auf dessen oberster Höhe hin von der Butterleiste bis unterhalb der alten Sternwarte und ebenso auf dem Galberge jenseits der Stadt Gotha in mehreren durch Verwerfungen unterbrochenen kleineren Stücken, theils ziemlich geradlinige, theils in seinem Verlauf complicirte Schlingen und Bogen bildend und dadurch Störungen des ursprünglichen Schichtenbaues anzeigend. Endlich kommt der Trochitenkalk noch ganz ebenso am Petersberg bei Siebleben und am Grenzberg bei Remstedt vor. Die Basis bildet ein Schichtensystem von ca. 5 Fuss eines an den meisten Stellen oolithischen Kalks. Es ist ein weisser oder gelblich weisser, dolomitischer Kalk, der nun aber seine Schieferigkeit und seine ebenen Schichtflächen verloren hat und dadurch sich sehr wesentlich von den ähnlich gefärbten Kalken der Anhydritgruppe unterscheidet. Es sind ziemlich dicke wulstige Schichten, die beim Zerschlagen leicht in mehr oder weniger regelmässige gerundete Knauern zerfallen. Der oolithische Charakter entsteht dadurch, dass in der weissen

Hauptmasse des Kalks concentrisch schalige runde Körnchen eines grauen Kalks eingewachsen sind, die ihrerseits wieder vielfach einen grünen Kern eines wahrscheinlich dem Glaukonit nahestehenden Minerals enthalten. Diese grünen Kerne sind zuweilen verwittert und ausgelaugt und der Oolith nimmt dann an einzelnen Stellen eine grob schaumkalkartige Beschaffenheit an. Sehr deutlich ausgeprägt ist der geschilderte oolithische Charakter, z. B. auf dem kleinen Seeberg, an manchen anderen Stellen ist aber diese Eigenschaft auch weniger deutlich erkennbar. Am kleinen Seeberg, aber auch sonst, enthält dieser oolithische Kalk eine nicht unerhebliche Menge von Petrefakten, der Muschelkalkoolith ist die älteste einen grösseren Petrefaktenreichthum führende Schichtengruppe unseres Gebietes. Es sind zwar meist wenig gut erhaltene Steinkerne, die man im Oolith findet, aber es haben sich doch die folgenden Arten mit Sicherheit bestimmen lassen:

**Encrinus liliiformis* Goldf. einzelne Glieder ziemlich reichlich, aber doch noch lange nicht so wie im eigentlichen oberen Trochitenkalk.
**Terebratula vulgaris* v. Schloth.
Pecten discites Bronn.
Pecten laevigatus Bronn.
Hinnites comtus Giebel.
**Lima striata* v. Alb.
Gervillia socialis v. Schloth. spec.
Gervillia costata Quenst.
**Trigonia vulgaris* Bronn.
Kleine undeutliche Schnecken, vielleicht *Natica oolithica* Zenker.

Die mit einem * bezeichneten Formen sind weitaus die häufigsten, wie das auch Credner schon angiebt, die anderen sind nur vereinzelt gefunden worden. Credner giebt ausserdem noch an, dass hier *Ammonites nodosus* und *Nautilus bidorsatus* zuerst vorkommen. Ich habe diese Arten so weit unten nicht beobachten können, trotzdem dass ich meine Aufmerksamkeit besonders darauf richtete, und auch die Gothaer Lokalsammlungen enthalten zur Zeit davon nichts aus dieser Schicht. Sie erscheinen erst in

den die eigentlichen Trochitenkalke überlagernden Schichten, die vom *Am. nodosus* ihren Namen haben.

Durch eine wenig mächtige Thonzwischenlagerung wird der Oolith vom eigentlichen Trochitenkalk getrennt. Dies ist ein dickbänkiger, splittriger, blauer, braungefleckter Kalk, der in grosser Menge Stielglieder von *Encrinus liliiformis* Goldf. eingeschlossen enthält, aber durchaus nicht überall gleich viel, stellenweise werden sie wohl auch spärlicher. Die Mächtigkeit beträgt im Ganzen 10—15 Fuss. Stellenweise enthält dieser Kalk ausser den genannten Trochiten noch zahlreiche andere Petrefakten, besonders häufig *Lima striata* v. Alb., daher wurde diese Schichtenreihe von Credner und Anderen Limakalk oder Limabank genannt. Ausserdem sind noch zu erwähnen:

Terebratula vulgaris v. Schloth.
Gervillia socialis v. Schloth. spec.
Gervillia costata Quenst.
Trigonia vulgaris Bronn.

Credner führt noch als besonders häufig in dieser Stufe *Pecten inaequistriatus* und *discites* an, bei Gotha scheinen diese beiden Arten aber zu fehlen, ich habe sie wenigstens nicht dort beobachtet.

Diese Trochitenschichten sind nun technisch von grosser Bedeutung und werden als Werksteine, zur Beschotterung der Chausseen und zum Kalkbrennen im ausgedehntesten Maassstabe verwendet und zu diesem Zweck in höchst zahlreichen Steinbrüchen gewonnen. Die Reihe dieser Steinbrüche beginnt am kleinen Seeberg, an der Butterleiste, wo sie erst vereinzelt im Walde liegen; sie häufen sich aber mehr und mehr und bald ist ein Bruch dicht am anderen auf der südlichen Seite der über die Seeberge hinführenden Strasse ganz oben auf der Höhe, während wenige Schritte weiter südlich am Abhang die fast ebenso ausgedehnte Reihe der Gypsbrüche parallel damit verläuft. Nach einer kleinen Lücke umgeben die Steinbrüche die alte Sternwarte in einem weiten Bogen und hören dann diesseits des Leinathales auf, um jenseits der Stadt Gotha am Galberg wieder anzufangen, hier aber auch am südlichen Abhang des Berges, nicht blos auf der obersten Höhe, wie am kleinen Seeberg. Auch hier am Galberg ist Stein-

bruch an Steinbruch und die stellenweise sogar doppelte Reihe hört erst da auf, wo auf dem Plateau des Krahnberges jüngere Schichten den Trochitenkalk bedecken. Verhältnissmässig ebenso umfangreich ist die Ausbeutung dieser Schichten in den isolirten Muschelkalkpartieen des Grenzberges und des Petersberges, auch hier ist auf der ganzen Erstreckung des Ausstreichens des Trochitenkalkes Steinbruch an Steinbruch, oder besser es ist das ein einziger zusammenhängender grosser und ausgedehnter Steinbruch. Dieser Steinbruchsbetrieb scheint schon seit sehr langer Zeit stattzufinden, denn an vielen Stellen ist der Trochitenkalk schon total ausgebrochen, so dass es oft schwer ist, an den Orten, wo er sich offenbar befunden haben muss, ein Stück davon aufzufinden. Vielfach, wie z. B. vorn am kleinen Seeberg, am Abhang gegen das Leinathal, sind die alten Gruben wieder zugeschüttet und überackert und an Stelle des Trochitenkalkes zieht sich dann ein flacher langgestreckter Graben hin statt des charakteristischen hervorragenden Rains, der sonst den Verlauf der Trochitenbänke an der Erdoberfläche zu markiren pflegt. So ist es auch an der kleinen, isolirten Muschelkalkpartie an der Kesselmühle bei Gotha, südöstlich von der Stadt, wo scheinbar mittlerer Muschelkalk und Nodosenkalk unmittelbar zusammenstossen, weil der dazwischen liegende Trochitenkalk fast spurlos verschwunden ist, so dass statt seiner nur noch der die Stelle der früheren jetzt zugeschütteten und beackerten Steinbrüche bezeichnende flache Graben vorhanden ist. Uebrigens sind auch noch Trochitenkalkpartieen vorhanden, deren Ausbeutung noch gar nicht in Angriff genommen ist, so namentlich die, welche sich am südwestlichen Abhang des grossen Seeberges quer über die Felder hinzieht, so dass an ein vollständiges Verschwinden dieses werthvollen Materials trotz der massenhaften Gewinnung vorläufig und noch lange nicht zu denken ist, ganz abgesehen davon, dass auch die schon in Angriff genommenen Partieen von der vollständigen Erschöpfung noch weit entfernt sind. Schon oben habe ich erwähnt, wie bedeutend die äussere Gestalt des kleinen Seeberges und des Galberges und ebenso des Petersberges und Grenzberges durch diese umfangreichen Steinbruchsarbeiten verändert worden ist.

Der Nodosenkalk, das oberste Glied des Muschelkalks, be-

deckt verhältnissmässig grössere Gebiete, als die zwei schon genannten Stufen desselben. Er zieht sich neben dem Trochitenkalk über den kleinen Seeberg und den Galberg hin, von dessen westlichem Ende aus er sich nach Norden, Westen und Süden plateauartig weit ausbreitet und den Krahnberg bildet. Am Grenzberg und Petersberg überlagert er ebenfalls den Trochitenkalk und ebenso in der Muschelkalkpartie am Südwestabhang des grossen Seeberges. Er ist in Folge der Steinbruchsarbeiten auf den Trochitenkalk an vielen Stellen ziemlich gut aufgeschlossen, wenigstens in seinen unteren Theilen, die oberen Schichten sind es fast nirgends, da der Nodosenkalk selbst nirgends technisch verwendet und also auch nirgends gebrochen wird. Es sind wie überall in Thüringen blaue, wenig mächtige Kalkbänke mit Zwischenlagern von grauem, oft sehr plastischem Thon, der nicht selten an Gesammtmächtigkeit den Kalk fast erreicht, meist aber ziemlich dahinter zurücksteht. In diesem im Ganzen wohl mehr als 200 Fuss mächtigen Schichtensystem sind einige durch besondere Petrefakteneinschlüsse charakterisirte Bänke eingelagert. Credner erwähnt eine über weite Strecken nachweisbare nicht weit über dem Trochitenkalk abgelagerte Bank mit Nuculasteinkernen, *Dentalium laeve* und selten *Spirifer fragilis.* Ich habe diese Bank jedenfalls anstehend bei Gotha nicht beobachtet, dagegen finden sich nicht selten in dem Abraum der Trochitenkalkbrüche isolirte Platten mit Dentalien und unbestimmbaren Steinkernen von kleinen Muscheln (*Sp. fragilis* habe ich nie gesehen), die vielleicht dieser Bank angehören. Gegen das obere Ende des Nodosenkalkes hin ist die Schicht mit *Ter. vulgaris* var. *cycloides* zwar auch bei Gotha vorhanden, aber nicht in so ausgezeichneter Weise entwickelt, wie das sonst in Thüringen vielfach der Fall ist. Meine darauf besonders gerichtete Aufmerksamkeit hat nie zur Auffindung besonders charakteristischer und terebratelreicher Stücke geführt, doch ist im obersten Theil der Nodosenschichten eine solche Bank auch bei Gotha unzweifelhaft vorhanden, ebenso eine Bank mit vielen Exemplaren von *Pecten discites*, deren Lagerung gegen die Cycloidesschichten aber nicht zu ermitteln war. Dagegen lässt sich an mehreren Stellen dicht unter der Letten-

kohle der oberste Horizont des Nodosenkalks, die Schichten mit *Ammonites semipartitus* MONTF. deutlich erkennen. Es sind theils blaugefärbte Kalke, in denen auch die eingeschlossenen Versteinerungen, besonders der genannte Ammonit aus blauem Kalk bestehen: so findet er sich beispielsweise am kleinen Seeberg als Seltenheit; oder es sind gelbe dolomitische dichte Kalke mit gelben Petrefakten, welch letztere, auch isolirt, durch ihre Farbe auf diesen Horizont hinweisen, wie das, allerdings nicht in sehr ausgezeichneter Weise, an beiden Abhängen des Galberges zu beobachten ist. Diese gelbe oder braune obere Grenzschichte des Nodosenkalks wird vielfach und, wie es scheint auch von CREDNER, wegen der Farbe schon zur Lettenkohle gerechnet. Es ist dies aber nicht richtig, da man in diesen Schichten an vielen Stellen in Thüringen noch die Muschelkalkammoniten eingeschlossen findet, so dass doch nähere Beziehungen nach unten, als nach oben vorhanden sind. Allerdings ist, wenn die Ammoniten fehlen, die Sache zweifelhaft, da die Lettenkohle mit ganz ähnlich aussehenden Schichten oft beginnt.

Die Versteinerungen der Nodosenschichten sind dieselben, die überall in Thüringen in diesem Niveau vorkommen, etwas besonders Hervorzuhebendes habe ich in der Nähe von Gotha nicht beobachtet. Es wurden besonders folgende Formen gefunden:

Terebratula vulgaris v. SCHLOTH.
Discina discoides v. SCHLOTH. spec.
Ostraea complicata GOLDF.
» *spondyloides* v. SCHLOTH.
» *ostracina* v. SCHLOTH. sp.
Anomia beryx GIEBEL.
Pecten reticulatus BRONGN.
» *Albertii* GIEBEL.
» *discites* BRONN.
» *laevigatus* BRONN.
Hinnites comtus GIEBEL.
Lima lineata GOLDF.
Gervillia socialis v. SCHLOTH. sp.
» *costata* QUENST.

Mytilus vetustus Goldf.
Nucula elliptica Goldf.
Trigonia vulgaris Bronn.
Myacites musculoides Goldf.
Dentalium laeve Goldf.
Melania Schlotheimii Quenst.
Fusus Hehlii Zieten.
Kleinere unbestimmte Schnecken.
Nautilus bidorsatus Bronn (die Schale und die Kiefer).
Ammonites nodosus Bruguière sp.
» *semipartitus* v. Buch.
Schuppen, Zähne und Knochen von Fischen und Sauriern.

Der Keuper. Diese Formation beginnt mit der Lettenkohle oder dem Kohlenkeuper. Diese Abtheilung ist an verschiedenen Stellen etwas verschieden zusammengesetzt und verschieden mächtig. Die Mächtigkeit beträgt im Minimum ungefähr 100 Fuss, geht aber wohl meist darüber hinaus. Zu unterst liegen fast überall gelbe oder braune eisenschüssige dolomitische Kalke, die aber mit Bestimmtheit nur dann zur Lettenkohle gerechnet werden können, wenn sie cavernös mit vielen grossen polyëdrischen Hohlräumen versehen sind, deren Volumen das der Gesteinsmasse überwiegt, welch letztere nur in Gestalt von mehr oder weniger ebenflächigen Platten oder Leisten als Begrenzungen jener Hohlräume vorhanden ist. Sind diese Schichten nicht cavernös — wie schon bei Betrachtung der obersten Muschelkalkschichten bemerkt wurde —, dann ist die Zugehörigkeit zweifelhaft, da letztere Formationsabtheilung von ganz ähnlichen Gesteinen nach oben als dem letzten Glied begrenzt wird und Sicherheit tritt erst wieder ein, wenn das Auffinden von Ammoniten die Zutheilung zum Muschelkalk erforderlich macht. Im Ganzen liegen die Verhältnisse so, dass man im Zweifelsfall solche Schichten eher zum Muschelkalk als zur Lettenkohle ziehen wird. Von hier aus wird die Gliederung im Gebiet unserer Karte zweifelhaft, da nirgends ein Aufschluss durch die ganze Lettenkohle oder durch die einzelnen sich zu einem Gesammtprofil ergänzenden Niveaus

vorhanden ist. Nur die oberen Schichten sind ungefähr halbwegs zwischen Gotha und dem südöstlich davon gelegenen Dorfe Sundhausen an der durch die Sundhauser Vorstadt in Gotha führenden Chaussee aufgeschlossen (an dem sogenannten »Tollen Hund«, welchen Namen aber die Generalstabskarte nicht hat, derselbe liegt nur wenige hundert Schritt ausserhalb des Gebietes unserer Karte), wo die Lettenkohlensandsteine in grossen Steinbrüchen gewonnen werden. Auf diesen Mangel an Aufschlüssen ist vielleicht auch ein Theil der Verschiedenheiten und Abweichungen in der Ausbildung des Kohlenkeupers zurückzuführen, die man mehrfach auf geringe Entfernung wahrzunehmen meint. Ein ausgezeichnetes Profil durch die ganze Lettenkohle und einen Theil der darüber liegenden Keuperschichten beschreibt aber CREDNER aus einem Wasserriss zwischen Holzhausen und Bittstedt ca. 2 Meilen in südöstlicher Richtung von unserer Kartengrenze entfernt. Es ist allerdings zweifelhaft, ob man auf so weite Entfernung Gleichheit der Verhältnisse in den Hauptsachen voraussehen darf, aber das Profil vom »Tollen Hund« bei Gotha stimmt so sehr mit dem entsprechenden Theil des Profils bei Holzhausen überein, dass man vielleicht annehmen darf, dass durch dieses Profil auch die Verhältnisse bei Gotha in den Grundzügen richtig dargestellt werden.

An jener Stelle liegen zuunterst wie überall sonst jene schon besprochenen eisenschüssigen dolomitischen Kalke (hellbrauner Bittermergelkalk) in geringer Mächtigkeit, nicht cavernös, also vielleicht ganz oder zum Theil noch zum Muschelkalk zu ziehen. Hierauf folgen aschgraue, schwarze, oft auch grünlichgraue Mergelschiefer und Thonletten, dazwischen finden sich dünne eisenschüssige ockergelbe oder braune Dolomitbänkchen von festerer oder lockerer Beschaffenheit eingelagert, die *Lingula tenuissima* zuweilen in Menge enthalten. CREDNER führt von dieser Stelle nicht *Estheria minuta* an, an anderen Orten, auch im Gebiet unserer Karte bei Gotha findet man oft die Schichtflächen der Thonletten mit vielen Exemplaren dieses Muschelkrebses bedeckt, wie das auch schon BEYRICH früher bemerkt hat[1]), der sie von

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. II, 168, 1850. In späteren Arbeiten erwähnt auch CREDNER das Vorkommen dieser Versteinerung in der Lettenkohle.

Sonneborn nordwestlich von Gotha aus kohligen Schiefern, aus der Schlotheim'schen Sammlung, erwähnt.

Die Gesammtmächtigkeit dieser Lettenkohlenthone und -Mergel beträgt nach Credner $38^1/_2$ Fuss. Hierauf folgt das Niveau der Lettenkohlensandsteine in einer Mächtigkeit von ungefähr 60 Fuss, der »grauen Sandsteine« von E. E. Schmid. Es sind grünlich-graue Mergelsandsteine mit Pflanzenresten, von denen besonders *Calamites arenaceus* erwähnt wird. Dazwischen ist ein schwarzer Mergelschiefer stellenweise mit Schnüren von Kohlenmulm gelagert, und bedeckt wird der Sandstein von bunten (grünen und rothen) Thonen, deren Gesammtmächtigkeit Credner zu ca. 10 Fuss angiebt und welche dann von der Abtheilung des Grenzdolomiten 15 Fuss mächtig überlagert werden, von dem nachher noch weiter die Rede sein wird. Es hat somit die Lettenkohle dort eine Mächtigkeit von ungefähr 120 Fuss.

Am »Tollen Hund« [1]) ist die untere Lettenkohle, die Lettenkohlenthone, nicht aufgeschlossen. Man beobachtet in den dortigen Steinbrüchen zum Theil gelbgraue und zum Theil auch rothe Sandsteine mit undeutlichen Pflanzenresten in erheblicher Mächtigkeit (30—40 Fuss) anstehend. Es sind weiche, ziemlich lockere, aber doch zu Bausteinen immer noch gut brauchbare Sandsteine mit thonigem Bindemittel und mit vielen weissen Glimmerschüppchen, besonders auf den Schichtflächen. Neben den sehr reichlich vorhandenen, unbestimmbaren kohligen Pflanzenresten finden sich auch mannichfach deutlich erhaltene und bestimmbare Pflanzenversteinerungen. Es ist *Calamites arenaceus*, *Equisetum columnare*, *Taeniopteris vittata* und mehrfache andere, noch nicht bestimmte oder beschriebene Arten; Credner führt z. B. noch eine *Neuropteris*-Species auf, sowie zahlreiche Exemplare einer *Mya*-Art und Wirbelthierreste, Zähne und Schuppen etc., von denen ich an der genannten Stelle nichts beobachtet habe.

Diese Sandsteine sind überlagert von den ca. 10 Fuss mächtigen, bunten, grünen und rothbraunen Thonmergeln, die überall in Thüringen im oberen Niveau der Lettenkohle sich finden und die

---

[1]) Die Lokalität liegt nicht mehr im Bereich unserer Karte.

nur durch ihre Lagerung unter dem Grenzdolomit sich von den darüber liegenden bunten Mergeln des mittleren Keupers unterscheiden, nicht aber im Aussehen. Genau dasselbe Profil kann man auch an der Kesselmühle beobachten, wo in einem Hohlweg der Sandstein ansteht und darüber dann die bunten Mergel mit dem Grenzdolomit lagern, aber der Aufschluss ist hier nicht durch Steinbrüche erweitert.

Den Schluss der Lettenkohle nach oben macht endlich der Grenzdolomit, ein meist intensiv gelber, mehr oder weniger dick geschichteter Dolomit mit zwischengelagerten weicheren Schichten, der durch sein constantes Auftreten einen der schärfsten Triashorizonte in Thüringen bezeichnet. Er umsäumt als schmales Band im Südwesten und auch zu einem kleinen Theil im Nordwesten, wo er unter dem Diluvium verschwindet, die Stadt Gotha, und findet sich ebenso bei der schon erwähnten Kesselmühle und am Südwestabhange des grossen Seeberges.

Wo der Grenzdolomit gut aufgeschlossen ist, zeigt er sich überall sehr reich an Petrefakten aller Art, von denen besonders *Trigonia Goldfussii* von Alb. häufig und charakteristisch, ausserdem habe ich bei Gotha an verschiedenen Stellen noch folgende Petrefakten beobachtet:

Lingula tenuissima Bronn (ein Bruchstück),
Trigonia vulgaris Bronn,
Gervillia socialis v. Schloth. sp.,

daneben unbestimmte Steinkerne verschiedener anderer Muscheln und zahlreiche Ueberreste von Fischen und Sauriern.

Die oben als häufig und typisch angeführte Beschaffenheit dieses Grenzdolomits ist aber durchaus nicht die ganz allgemeine, sondern es ist im Gegentheil ein starker Wechsel an verschiedenen Stellen des Vorkommens zu beobachten. Bald ist der Dolomit gelb und fest und wird dann wohl als Baustein verwendet — Stücke davon finden sich schon in den Mauern des alten Schlosses Gleichen bei Wandersleben östlich vom grossen Seeberge eingemauert — oder er ist gelb, aber locker und mürbe, sogar fast zerreiblich; bald sind es aber auch feste, rauchgraue, dichte bis sehr feinkörnige Dolomite, in denen dann die Petrefakten nicht so

deutlich zum Vorschein kommen, wie bei den gelben. Zuweilen zeigt auch ein und dasselbe Stück an verschiedenen Stellen die beiden Beschaffenheiten nebeneinander, so dass es aussieht, als wäre die gelbe, festere oder lockere Ausbildungsweise nur eine durch Verwitterungsprozesse aus dem festen rauchgrauen Vorkommen entstandene sekundäre Bildung, bei welchen Prozessen dann auch die Petrefakten erst aus dem Gestein herauswitterten, wenigstens treten diese bei den gelben Dolomiten viel mehr hervor, als bei den graubraunen, bei denen sie sich oft sehr verstecken, so dass sie schwer wahrzunehmen sind. So stark bituminöse Abarten, dass sie dem Stinkschiefer im Zechstein gleichen, und wie sie Credner von anderen Orten in Thüringen beschreibt, habe ich bei Gotha nicht wahrgenommen.

Die nun folgende Abtheilung des Gypskeupers besteht ebenfalls, wie die obere Lettenkohle, aus rothen und grünen Thonen, die sich von den entsprechenden Lettenkohlenthonen kaum durch etwas grösseren Wechsel der Farben im Aussehen, sondern wesentlich nur durch die Lagerung über dem Grenzdolomit unterscheiden lassen. Ist die Lagerung solcher bunter Thone zum Grenzdolomit nicht mit Sicherheit nachgewiesen, dann ist auch die Zugehörigkeit derselben zur Lettenkohle oder zu der höheren Abtheilung des Keupers, dem Gypskeuper, zweifelhaft, vorausgesetzt, dass nicht die dem Gypskeuper eigenthümlichen Einlagerungen vorhanden sind, die aus mit den Thonen wechselnden Gypsbänken und deren Residuen bestehen. Diese Gypsbänke sind theils sehr dünn, theils dicker, vielfach auch stellenweise rasch anschwellend und sich wieder verdrückend. Der Gyps selbst ist roth oder doch weiss mit rothen Flecken, und unterscheidet sich dadurch leicht von dem nie rothen Muschelkalkgyps. Er ist meist dicht, enthält aber stellenweise derbe, krystallinische Partieen eingesprengt. Auch enthält er in grösserer Menge undeutlich ausgebildete Quarzkrystalle eingesprengt. Dieser Gyps ist aber nicht überall vorhanden, wo die Abtheilung des Gypskeupers entwickelt ist, vielmehr fehlt er wohl an den meisten Stellen, was aber nur darauf zurückzuführen ist, dass der ursprünglich vorhandene Gyps von den im Innern der Schichten circulirenden Wässern aufgelöst

und fortgeführt wurde, womit viele kleine lokale Schichtenstörungen verbunden sind. Wenn dieser Prozess noch nicht ganz beendigt ist, so sind nur einzelne Knollen von Gyps statt der zusammenhängenden Schichten vorhanden, in denen die unlöslichen Beimischungen des Gypses dann stärker angehäuft sind, besonders die Quarzkrystalle. Solche Gypsresidua liegen z. B. in grosser Menge in der Gypskeuperpartie nördlich vom Dorfe Günthersleben, an deren südlichem Rande aber auch Gyps in der ursprünglichen Form von dicken Bänken ansteht, die dort in Brüchen gewonnen werden. Ebenso findet man den Gyps längs des südlichen Abhanges des kleinen Seeberges sich hinziehen. Er steht dort nicht eigentlich zu Tage an, ist aber vielfach in Löchern aufgeschlossen, die zu seiner Gewinnung gegraben werden, welche aber ihre Stelle rasch wechseln und sich nie zu eigentlichen Brüchen ausdehnen, da die Quantität des vorhandenen Materials dazu, wie es scheint, doch zu gering ist. Es ziehen sich also zwei Gypsgewinnungszonen vom Südabhange des kleinen Seeberges auf wenige Schritt Entfernung ziemlich lange nebeneinander hin; oben am Abhange der ungleich wichtigere und massenhaftere Muschelkalkgyps, unten auf den Feldern der Keupergyps. Natürlich mischen sich vielfach in dem dort lose herumliegenden Gesteinsmaterial beide Gypse mit einander, man kann aber beide in jedem Handstück sicher auseinander halten, da der Keupergyps stets einen, wenn auch nur schwachen Stich ins Roth hat, was beim Muschelkalkgyps nie der Fall ist. An manchen Stellen wird der Thon von Schnüren von Fasergyps durchzogen, doch sind das wenig wichtige secundäre Bildungen. Mit dem Fasergyps kommt nach Credner am kleinen Seeberge auch fleischrother Cölestin vor, ich habe davon nichts wahrgenommen.

Im Allgemeinen ist diese Abtheilung des Gypskeupers charakterisirt durch das Fehlen von Steinmergelbänken, die sich erst weiter nach oben einstellen. Einzelne solche Bänke sind aber doch auch hier schon an manchen Stellen ausgebildet. So durchzieht im Liegenden der dortigen Gypsbänke nördlich dem Dorfe Günthersleben eine ungefähr einen Fuss mächtige, sehr feste und harte Steinmergelbank von hellvioletter Farbe die Gypskeuperschichten,



die vielleicht mit der sogenannten Bleiglanzbank in Schwaben und Franken und an anderen Orten in Thüringen äquivalent ist, doch ist Bleiglanz darin noch nicht aufgefunden worden, ebenso wenig Petrefakten irgend welcher Art.

Ausser diesen lokalen Steinmergeleinlagerungen sind aber noch andere Zwischenschichten vorhanden, die einiges Interesse gewähren, nämlich solche von Sandsteinen, die ihr Lager im oberen Gypskeuper haben und somit wohl dem süddeutschen Schilfsandstein äquivalent sind. Das Vorkommen ist aber nur sehr lokal und es sind im Gebiet unserer Karte nur zwei Punkte, wo dieser Sandstein deutlich aufgeschlossen ist. Der eine Punkt ist nordwestlich vom Dorf Siebleben auf der Höhe; dort ist in einer ziemlich grossen Grube ein sehr weicher und lockerer, ja zwischen den Fingern zerreiblicher, rother oder gelber Sandstein mit vielen undeutlichen kohligen Pflanzenresten und vielen Glimmerblättchen aufgeschlossen, der dort gewonnen wird, aber nicht als Baumaterial, wozu er wegen seiner lockeren Beschaffenheit durchaus ungeeignet ist, sondern zur Verbesserung der Felder in jenen Gegenden. Es ist dieser, an der bezeichneten Stelle circa 20 Fuss mächtig aufgeschlossene Sandstein unzweifelhaft eine Einlagerung der Gypskeuper, was man noch deutlicher sieht an der zweiten Stelle, wo er zu Tage ansteht, nämlich in dem am weitesten bis zur Eisenbahn vorgeschobenen der Hügelchen nördlich vom Dorfe Seebergen, die in einer ziemlich langen Reihe den Fuss des grossen Seebergs umsäumen. Dort findet sich ein dem obigen petrographisch in jeder Beziehung gleicher Sandstein, der sich auf den ersten Blick in jeder Beziehung von den anderen Sandsteinen der Gegend, dem Lettenkohlensandstein und dem später zu betrachtenden rhätischen Sandstein des grossen Seeberges, unterscheidet, so dass eine Verwechslung auch in Handstücken kaum möglich erscheint.

Zwischen diesen beiden Punkten ist bisher von diesem Sandstein keine Spur beobachtet worden, und es hat daher den Anschein, als wären an beiden Stellen plötzlich die Sandsteine zu erheblicher Mächtigkeit angeschwollen, die sich aber nach allen Seiten rasch wieder verliert. Dies scheint auch aus der Terraingestaltung hervorzugehen, indem an beiden genannten Punkten, wo der Schilfsand-

stein vorkommt, der Bergabhang eine markirt vorspringende, von weitem schon auffallende Nase bildet, die sonst fehlt. Ist dieser Zusammenhang zwischen dem Vorkommen des Sandsteins und der Oberflächengestaltung richtig, so kann man die Vermuthung aussprechen, dass auch in dem unmittelbar nördlich von Siebleben vorhandenen kleinen Bergvorsprung dieser Sandstein in der Tiefe ansteht, den man aber nicht sieht, weil die Kuppe von einer sehr mächtigen diluvialen Schottermasse bedeckt ist. Diese Kuppe liegt auch ganz in der Linie, in welcher der Sandstein an der Erdoberfläche ungefähr verlaufen müsste, wenn es eine continuirlich und in stets gleicher Mächtigkeit verlaufende Schicht wäre. Da andere in ähnlicher Weise vorspringende Kuppen nicht weiter vorhanden sind, so wäre weiter zu vermuthen, dass an anderen Stellen der Sandstein nicht oder doch nur sehr untergeordnet vorkommt, um so mehr, als auch auf den Feldern Spuren seiner Existenz nicht zu finden sind. Sandsteine in diesem Niveau und von ähnlicher Beschaffenheit, aber immer nur als wenig umfangreiche, aber zum Theil mächtige, stockförmige Einlagerungen finden sich übrigens auch noch vielfach anderwärts in Thüringen, so z. B. nördlich von Gotha bei Langensalza und Bollstedt, östlich in dem oben angeführten Lettenkohlenprofil, in dem Credner noch einen Sandstein über dem Grenzdolomit und im oberen bunten Mergel anführt, und an manchen anderen Orten, doch sind es nie solche feste, zusammenhängende Schichten, wie der Schilfsandstein in Schwaben und Franken.

Gegen oben verschwindet der Gyps überall, die oberen Thonmergel werden allmählich härter und luftbeständiger, als die untersten, den Gyps einschliessenden, was wohl mit einem grösseren Kalkgehalt zusammenhängt, und damit geht Hand in Hand ein Bunterwerden derselben, ein Hervortreten von grelleren rothen und blauen oder grünen Farben. Zugleich stellen sich allmählich zwischen den immer noch leicht in kleine, scharfeckige und -kantige Stücke zerfallenden Thonmergeln festere Bänke von Steinmergel (Credner's Thonquarze) ein, welche, anfangs nur wenig mächtig und vereinzelt, nach oben mächtiger (bis zu 1 Fuss) und häufiger werden, wie das besonders an dem vom Dorfe Seebergen auf die

Höhe des grossen Seeberges führenden sogenannten Triftwege zu beobachten ist.

Wegen der Steinmergeleinlagerungen heisst diese Abtheilung der Steinmergelkeuper. Er zieht sich ungefähr 200 Fuss mächtig um den ganzen grossen Seeberg herum und bildet einen scharfen Vorsprung gegen Siebleben hin, endlich findet sich eine kleine Stelle auf der Höhe des grossen Seeberges; an anderen Orten des Kartengebietes kommt er nicht vor. Er bildet überall um den grossen Seeberg herum sehr schroffe Abhänge, die sich durch grosse Unfruchtbarkeit von den meist ergiebige Aecker und Wiesen tragenden Gypskeupermergeln sehr unterscheiden, was mit der schwereren Verwitterbarkeit der Thonmergel der oberen Abtheilung zusammenhängt. Der von ihnen gebildete Boden trägt meist nur eine höchst sparsame Vegetation, wenigstens an den steilen Bergabhängen und stellenweise fehlt eine solche auch so vollständig, dass die von Steinmergelkeuper gebildeten Flächen ganz nackt sind.

Diese Abtheilung des Steinmergelkeupers hat keine scharfe Grenze gegen den Gypskeuper. Es sind zwar zwei in ihrer Gesammtbeschaffenheit entschieden sich bedeutend unterscheidende und daher auseinanderzuhaltende Stufen, aber es ist nicht möglich, eine durchgehende und überall leicht wieder aufzufindende Schicht anzugeben, die in ähnlicher Weise scharf scheidet, wie z. B. der Grenzdolomit zwischen Lettenkohle und Gypskeuper. Es folgt daraus, dass man leicht die Grenze zwischen beiden Stufen an verschiedenen nicht zusammenhängenden Stellen etwas verschieden legt, da es sich dabei um Abwägung einer grösseren Anzahl von Erscheinungen und Eigenschaften der constituirenden Gesteine handelt, die ja auch an verschiedenen Stellen in Folge von sekundären Einflüssen, die auf sie gewirkt haben, sich etwas verschieden verhalten können.

Sandsteineinlagerungen, wie an der Wachsenburg und sonst im Osten unseres Gebietes sind am Seeberg von mir nicht beobachtet, dagegen ist zu erwähnen, dass in manchen Steinmergelbänken sich zuweilen Versteinerungen finden. Es sind sparsame Fisch- und Saurierreste und Conchylien, *Corbula Keuperina*, oft

in grösserer Anzahl und unbestimmbare Steinkerne von Bivalven beobachtet worden. In den Thonmergeln, in denen die Steinmergel eingelagert sind, sind dagegen Versteinerungen von mir nie beobachtet worden.

Die letzte Abtheilung der Trias endlich ist die Rhätische Gruppe, der Sandstein des grossen Seeberges, ausschliesslich nur auf diesen Berg beschränkt und dort in zahlreichen und ausgedehnten, theils noch im Betrieb stehenden, theils verlassenen Sandsteinbrüchen aufgeschlossen. CREDNER hat in seiner Arbeit aus dem Jahr 1839 diesen Sandstein mit dem darüberliegenden Angulatensandstein zusammengefasst unter dem Namen Liassandstein, welche Ansicht er aber später (1860) gegen die jetzige allgemein übliche vertauscht hat. Diese Steinbrüche bauen aber nur auf den mittleren Schichten, entblössen daher auch beim Abräumen Schichten der höheren Niveaus, lassen dagegen die untersten Schichten ganz intakt, so dass diese jetzt nur unvollkommne zufällige und gelegentliche, auch stets wenig ausgedehnte Aufschlüsse zeigen.

Dagegen hatte CREDNER die Gelegenheit, einen Stolln zu beobachten, der aus dem herrschaftlichen Bruch des Grossen Seeberges ungefähr nach Norden getrieben wurde, um das Wasser aus dem Bruche abzuleiten und hier gelang es dem genannten Forscher, die Schichtenfolge auch im untersten Niveau des Rhät aufs Genaueste im Detail festzustellen. Dieser Stolln ist heute unzugänglich und ich folge daher in der Darstellung dieser Schichten in der Hauptsache CREDNER unter Berücksichtigung meiner eigenen zum Theil, aber nur in unwesentlichen Punkten abweichenden Beobachtungen.

Zuunterst liegt ein weisser bis lichtgelber Sandstein, unten etwas dicker (ungefähr 1 Fuss), oben dünner geschichtet und sogar schieferig werdend, mit vielen kleinen weissen Glimmerblättchen, im Ganzen ca. 30 Fuss mächtig. In ihm eingelagert ist die einzige am Seeberg vorkommende versteinerungsreiche Schicht, die sogenannte Gurkenkernschicht. Es sind dünne feste Bänkchen desselben hellgelblichweissen, aber etwas festeren Sandsteins, wenige Fuss über der Grenze zu den unterlagernden Mergeln, die ganz vollgefüllt sind von der von DEFFNER und FRAAS soge-

nannten *Anodonta postera*, genauer nicht bestimmbarer Bivalvensteinkernen. In dieser Schicht hat R. v. Fritsch im Jahr 1875 auch Wirbelthierreste gefunden[1]) und zwar: *Hybodus minus* Ag., *Acrodus minimus* Ag., *Saurichthys acuminutus* Ag. und *S. longiconus* Plien., sowie Fischschuppen (*Gyrolepis tenuistriatus* Ag.). Die Ueberlagerung der Sandsteine über den Mergeln ist besonders gut zu beobachten auf dem schon genannten Triftweg, der vom Dorf Seebergen aus dessen südlichem Ausgang in südwestlicher Richtung auf die Höhe des grossen Seeberges führt und hier steht auch die Gurkenkernschicht besonders deutlich an. Weniger deutlich zeigen sich die Verhältnisse überall sonst an der Kante des grossen Seeberges. Die Gurkenkernschicht findet sich fast rings um den Berg herum, wird aber stellenweise nicht anstehend, sondern nur in einzelnen losen Plättchen gefunden.

Diese Abtheilung in ihrer Gesammtheit würde nach Pflücker y Rico[2]) das Pflanzenrhät repräsentiren. Pflanzen sind allerdings, auch in unbestimmbaren kohligen Resten nicht oder nur sehr spärlich vorhanden. Alles was von Rhätischen Schichten noch darüber folgt, entspricht darnach dem Protocardienrhät, dessen einzelne Abtheilungen sich nach Pflücker deutlich erkennen und unterscheiden lassen.

Auf jenes unterste Glied folgen ungefähr 20 Fuss weisse oder gelblich weisse Sandsteine und Sandsteinschiefer ohne organische Reste (unterer Protocardienrhät) und darüber dann der eigentliche Werksandstein, der in den Brüchen vorzugsweise gewonnen wird. Es ist ein gelblich weisser feinkörniger Sandstein, bis zu 40 Fuss mächtig, feinkörnig, fest, in dicken Bänken geschichtet, vielfach von dunklen, braunen Schnüren und oft sogar von förmlichen Adern von Brauneisenstein durchzogen, der auch auf Kluftflächen zuweilen mit traubiger Oberfläche vorkommt. Zuweilen enthält der Sandstein faustgrosse, oft ziemlich regelmässig polyedrisch umgrenzte Löcher mit stark eisenschüssigen Wänden, welche ganz mit feinem, losen Sand erfüllt sind, der beim Zerschlagen herausfällt.

---

[1]) Teyetmeyer, l. c. Zeitschr. ges. Nat. 1876. 13, p. 473.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1868. Uebersichtstabelle.

Auf den Schichtflächen ist dieser Sandstein, wie übrigens auch die Sandsteine der anderen Stufen, vielfach mit den schönsten Wellenfurchen bedeckt, oft auf weite Erstreckungen hin. Ebenso findet man auf diesen Flächen leistenförmige, sich nach verschiedenen Richtungen durchschneidende, niedrige Erhabenheiten, offenbar Ausfüllungen von schmalen Spalten und Kluften der Oberseite der unmittelbar darunterliegenden Schicht. Am Ausgehenden der Schichten wird der Sandstein am grossen Seeberge vielfach durch Verwitterung lose und locker und zerfällt zu Sand, der in vielen Gruben gegraben und als Stuben- und Scheuersand verwendet wird. An organischen Resten ist dieser Sandstein arm. Verkohlte, aber selten deutlichere Pflanzenreste kommen auf den Schichtflächen nicht selten vor, dagegen sind animalische Reste um so seltener. Ich habe nie welche gefunden, Credner führt aber Abdrücke von *Cardium cloacinum* Quenst. und *Taeniodon (Protocardia) Ewaldi* Bornem. als Seltenheiten an. Ausserdem sollen auch in diesem Sandstein einige Fischzähne gefunden worden sein, wie aber Credner nur gerüchtweise mittheilt. Ueberlagert wird dieser Sandstein von 2—4 Fuss grauen, mageren Thons, der feuerbeständig ist und daher zu Kapseln in der Porzellanmanufaktur in Gotha verwendet wird. Er enthält als einzige organische Reste schlecht erhaltene, verkohlte Pflanzenstengel, dagegen etwas häufiger runde Geoden von im Inneren vollkommen dichter, nicht zerborstener septarienähnlicher Beschaffenheit und von einer auf dem Querbruch zum Vorschein kommenden eigenthümlichen saftgrünen Farbe, die allerdings beim Liegen an der Luft und Austrocknen in eine mehr ins Graue gehende Nüance übergeht. Der Sandstein oder Thon, der eine unten, der andere oben vollkommen herrschend, gehen auf der Grenze dadurch allmählich in einander über, dass zwischen den Sandsteinbänken sich erst schwächere, dann stärkere Schichten grauen und stellenweise auch rothen Thons einstellen, bis der graue Thon endlich den Sandstein ganz verdrängt. Beide zusammen, Sandstein und Thon, repräsentiren nach Pflücker y Rico das mittlere Protocardienrhät.

Noch weiter nach oben tritt nun der Sandstein zurück, er ist nicht mehr so dickbänkig und fest, wie oben, sondern oft schieferig

und locker und zwischen den Sandsteinschichten stellen sich immer massenhafter Thon und Mergel ein. Credner unterscheidet über dem letztgenannten Thone noch eine 10—15 Fuss mächtige Masse eines gelblichgrauen bis grünlichgrauen Sandsteins und Sandschiefers mit mergeligem Bindemittel, von unten nach oben immer schwächere und schwächere Schichten bildend, bis endlich ein vollkommener Sandsteinschiefer nach oben abschliesst. Die unterste Schicht ist noch $1^1/_2$ bis 2 Fuss mächtig und in ihr fand man früher ein *Equisetum* in meist aufrecht stehenden Exemplaren und mannichfache andere Pflanzenreste, aber keine Thiere. Dann folgt ein gelblichgrauer, unten ebenfalls Geoden führender Mergelschiefer, der nach oben mehr thonig wird und dünne Platten von Sandschiefer einschliesst, im Ganzen in einer Mächtigkeit von 6—10 Fuss. Der Mergelschiefer enthält als Seltenheiten Petrefakten mit zerstörten Schalen und zwar:

Modiola minuta Quenst. (wahrscheinlich = *Modiola minima* Sow.)
Cardium rhäticum E. v. d. Linth. = *Protocardia rhätica*.
Cardium Philippianum Dnkr. = *Protocardia carinata* Pflücker.

Diese drei Arten sind häufiger. Seltener sind:

Posidonomya Hausmanni Bornem.
Taeniodon (*Protocardia*) *Ewaldi* Bornem.
Taeniodon ellipticus = *Protocardia praecursor* Schlönb. sp.
Inoceramus?
Cassianella contorta ist bis jetzt noch nicht gefunden worden.

Verkohlte Pflanzenreste mit Schwefelkies finden sich nicht selten. Endlich wird das Rhät von einer ca. 4 Fuss mächtigen röthlichgrauen oder grünlichgrauen Thonmergelschicht geschlossen. Dieser ganze obere Rest repräsentirt dann das obere Protocardienrhät Pflückers, das weiterhin vom Lias überlagert wird.

Der Lias. Der Lias ist auf einem kleinen Gebiet am südöstlichen und südlichen Abhang des grossen Seeberges entwickelt und es ist von ihm die untere und mittlere Abtheilung bis zu den Schichten des *Ammonites amaltheus* inclusive vertreten. Die untere Abtheilung ist schon längst von dieser Stelle bekannt. Credner

spricht, wie schon oben erwähnt, 1839 von Liassandstein auf dem grossen Seeberg, aber er führt keine einzige Versteinerung an, die dafür beweisend wäre und fasst namentlich noch den ganzen rhätischen Sandstein mit dem Liassandstein zusammen. Noch in der zweiten Auflage der geologischen Karte von Thüringen, 1854, wird der ganze Gipfel des grossen Seeberges als aus Liassandstein bestehend dargestellt, von Rhät ist damals noch keine Rede, aber es werden in der Erläuterung zur Karte nun schon ächte Versteinerungen des unteren Lias als am Seeberg vorkommend angeführt, nämlich Steinkerne kleiner Cardinien, und in der That kommen diese dort auch in grosser Menge vor. Anderes war aber damals wie es scheint von dort noch nicht bekannt und erst 1860 führt Credner dann weitere Belege für das Vorkommen des unteren Lias an: *Am. angulatus, Lima Hausmanni, Corbula cardioides* und noch manches Andere, was unzweifelhaft auf unteren Lias hinweist. Auf jener genannten Karte war auch die Verbreitung des Lias am kleinen Seeberg nicht richtig dargestellt. Einmal war die Ausdehnung eine zu weite, weil der ganze grosse Seeberg als davon gebildet dargestellt war, was eine Folge der Verwechselung des Rhätsandsteins mit dem Liassandstein war; zum anderen war aber das Verbreitungsgebiet auch zu enge dargestellt, weil die Verbreitung der Liassandsteine und der anderen Liasschichten auf den Feldern am südwestlichen Abhang des grossen Seeberges bis zum Dorfe Günthersleben hin Credner unbekannt geblieben war. Ganz unbekannt war aber vor allem der mittlere Lias geblieben, der nur einen sehr kleinen Raum an der Oberfläche einnimmt, dessen Gesteine denen des Keuper zum Theil sehr ähnlich sind und der nur wenige Versteinerungen führt.

Der mittlere Lias wurde zufällig aufgefunden, als im Jahre 1879 zur Entwässerung eines Steinbruchs ein Stolln getrieben wurde, der ungefähr den in der Karte verzeichneten Verlauf nimmt. Der entwässerte Steinbruch liegt da, wo der zwischen den Seeberger Sandsteinbrüchen hindurchführende von Gotha aus über den ganzen Bergrücken herkommende Fahrweg das Thalgründchen überschreitet, das von Osten her nach Westen herabkommend, sich weiter abwärts mit einem nordsüdlich vom Seeberg herabkommenden Thälchen vereinigt.

Das Stollnmundloch befindet sich ziemlich genau südlich davon, nicht weit von der von Günthersleben nach Seebergen führenden Chaussee auf den Feldern, nahe bei dem Punkt, wo die Chaussee die kurze steile Biegung nach Norden macht, ungefähr halbwegs zwischen den Stellen, wo das oben genannte südwärts verlaufende Thälchen die Chaussee schneidet und wo der oben genannte vom Seeberg herabkommende Fahrweg in die Chaussee einmündet. Dieses Stollnmundloch ist im mittleren Lias angesetzt und der Stolln durchführt von dort aus immer liegendere Schichten, da letztere nach Süden unter einem ziemlich steilen Winkel einfallen. Eine erste Notiz über diesen Stolln und einige darin vorkommende charakteristische Petrefakten des mittleren Lias habe ich bald nach Eröffnung der Arbeiten gegeben [1]), heute kann dem damals Bekannten noch einiges Weitere zugefügt werden.

Credner schilderte seiner Zeit den Lias des grossen Seeberges, der sich ganz gleichmässig und auch petrographisch sehr ähnlich dem Rhät, diesem auflagert, nach den Aufschlüssen in den Steinbrüchen und dem Vorkommen zerstreuter Stücke mit Petrefakten auf den Feldern am Südabhang des grossen Seeberges. Was er beobachtete war nach seiner Beschreibung folgendes:

Zu unterst liegt ein in dünne ca. 4 Zoll mächtige Platten zerfallender Sandstein, graulichweiss, feinkörnig, mit grauem Thon wechsellagernd, der nach oben vorherrscht. Unten liegen häufig Versteinerungen, Steinkerne von Conchylien, deren Schalen z. Th. durch Schwerspath ersetzt sind. Credner führt folgende Namen an:

Thalassites depressus,
Cardinia Listeri, besonders häufig,
Pecten sepultus,
Pecten disparilis,
Lima Hausmanni,
Corbula cardioides,
Ostrea irregularis,
Ostrea rugata,

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 31, 482, 1879.

Mactromya spec.,
Pinna spec.,
Ammonites angulatus, selten,
Kleine Gasteropodensteinkerne,
Kleiner Zahn eines Ichthyosaurus.

Dieses ganze Schichtensystem parallelisirt dann CREDNER mit der Psilonotenschicht, dem untersten Liasniveau in Schwaben und anderen Gegenden. Es geht dies aber wohl zu weit, da auch *Am. angulatus* darin vorkommt, so dass höchstens wohl blos der untere Theil des Schichtensystems die Zone des *Am. psilonotus* darstellt, der selbst allerdings noch nicht gefunden worden ist, während der obere Theil schon in das Angulatenniveau hineingehört. Die Mächtigkeit soll 40 Fuss betragen, wahrscheinlich ist sie nicht unerheblich zu viel. Es folgen dann weitere Sandsteine, feinkörnig, gelblichgrau oder gelblichweiss, oft ockergelb gefleckt, 2—3 Zoll starke Schichten bildend mit Thonzwischenlagen; das Ganze 6—8 Fuss mächtig. Hier ist *Am. angulatus* weniger selten, ausserdem finden sich Cardinien, glatte Pectenarten und besonders *Lima Hausmanni;* den Beschluss bildet dann 2 Fuss grauer Thon und 6 Fuss hellgelber oder ockergelber Sandstein mit mergeligem Bindemittel, beide ohne Versteinerungen und mit dem darunterliegenden Sandstein das Angulatenniveau nach CREDNER's Ansicht darstellend, dasselbe muss aber wohl, wie erwähnt, noch etwas nach unten hin ausgedehnt werden. Damit war die Reihe der Liasablagerungen, so weit sie CREDNER kannte, geschlossen.

Was die Aufschlüsse in dem Stolln anbelangt, so wurden davon leider keine richtig geordneten Belegstücke gesammelt, und auch keine genügenden Notizen über das durchfahrene Schichtenmaterial aufgezeichnet, wenigstens habe ich trotz eifrigsten Bemühens nichts darüber erfahren können. Da ausserdem der Stolln schon zum grossen Theil fertig war, als ich die erste Kunde von seiner Anlage bekam, so konnte ich auch nicht selber das geförderte Material der Reihe nach verfolgen, sondern war auf die Beobachtung der unregelmässig gelagerten Massen der Halde beschränkt, deren theilweise Zugehörigkeit zum mittleren Lias — und das war das wesentlich Neue, bisher Unbekannte vom grossen

Seeberg — durch in grösserer Zahl herumliegende Bruchstücke von *Belemnites paxillosus* und *clavatus* und seltenere andere Petrefakten bewiesen wurde. Diese Sachen wurden von einigen Gothaer Herren zwar eifrig gesammelt[1]), so dass genügender Vorrath zu einer genauen Feststellung der vorkommenden Niveaus vorhanden ist, dieselben haben mir aber ihr Material nicht zur genaueren Untersuchung zur Verfügung gestellt, so dass ich auch hier nur auf gelegentliche Beobachtungen angewiesen bin, aber die Hauptsache, der Nachweis des mittleren Lias mit den Amaltheenschichten steht unzweifelhaft fest, ebenso steht fest, dass von jüngeren Juraschichten dort zur Zeit keine Spuren bekannt sind.

Das erste Gestein, das der Stolln aufdeckte, scheint ein graulichgelber, glimmeriger und sandiger Schieferletten gewesen zu sein, der auf der Halde am weitesten nach vorn lagerte und der Versteinerungen des mittleren Lias, *Am. Amaltheus*, *Bel. paxilosus, Bel. clavatus, Ter. numismalis, Rhynch. rimosa* etc. enthielt. Darauf folgte ein im frischen Zustand dunkelgrau gefärbter Thon, ziemlich plastisch und leicht verwitterbar, der an der Luft rasch zuerst gelblich und bräunlichgrau und dann intensiv roth wurde, wie er sich jetzt noch anstehend in dem vom Stollnmundloch ausgehenden offenen Graben zeigt. Dieser Thon erlangt durch seine rothe Farbe eine solche Aehnlichkeit mit den rothen Keupermergeln, dass eine Unterscheidung beider vor der Bildung des Aufschlusses im Stolln unmöglich war. Später allerdings wurden wohl Unterschiede gefunden. Der Liasthon ist mehr gleichmässig roth gefärbt, nicht so bunt, wie der Keupermergel und viel plastischer als dieser; aber bis in die letzte Zeit hat man den ganzen von rothen thonigen Schichten bedeckten Südwestabhang des grossen Seeberges stets für Keuper gehalten, während jetzt feststeht, dass ein grosser Theil davon Lias ist. Diese Verwechselung war um so eher möglich, als in diesen rothen Thonen Versteinerungen sehr selten zu sein pflegen. Dann scheint weiter nach unten ein dünnes Bänkchen eines braunen, dichten, eisenschüssigen Dolomits zu folgen, dass auch bei Günthersleben ansteht und das gewissen

[1]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1879. Bd. 31, pag. 783.

Lettenkohlengesteinen sehr ähnlich sieht, und darunter folgt ein System von gelblichgrauen, etwas sandigen, sehr dünnschieferigen Mergelschiefern, voll von kohligen, aber unbestimmbaren Pflanzenresten (vielleicht zu *Clathropteris* gehörig) und ebenfalls gewissen Lettenkohlenschichten äusserst ähnlich. Diese Schichten sind besonders auch in dem von Günthersleben nach Norden führenden Weg, in dem Einschnitt unmittelbar hinter der Alluvialebene entblösst. Diese beiden Gesteine, der eisenschüssige Dolomit und der Mergelschiefer mit Pflanzen sind in genau gleicher Weise wie sie bei Günthersleben anstehen, auch im Stolln gefunden worden, oder vielmehr gewisse Schichten des Stollns sind, nachdem sie einige Zeit, namentlich einen Winter hindurch der Luft und der Verwitterung ausgesetzt waren, diesen anstehenden an der Oberfläche daher ebenfalls nicht mehr frischen Schichten so ähnlich geworden, dass ihre Zugehörigkeit im Lias keinem Zweifel unterliegen kann. Diese Schieferletten werden unterlagert von einem grauen ausserordentlich festen, feinkörnigen Sandstein, der in dicken Bänken ansteht, und dicht gespickt ist mit den dicken Schalen von *Cardinien*, die darin noch mit ihrer weissen Kalksubstanz in ursprünglicher Beschaffenheit vorhanden sind. Auf diesen frischen Sandstein mit Cardinienschalen müssen die Lesesteine auf den Feldern, mit massenhaften Cardiniensteinkernen unzweifelhaft zurückgeführt werden, die sich nicht nur in der Nähe des Stollns, sondern weit nach Westen auf den Aeckern nördlich von Günthersleben und nach Norden bis auf die Höhe des grossen Seeberges in reichlicher Menge finden. Der frische Sandstein verwittert, wenn er lange Zeit an der Erdoberfläche den Atmosphärilien ausgesetzt liegt; die Cardinienschalen werden aufgelöst und die Muscheln bleiben als Steinkern zurück, dabei zerspaltet gleichzeitig der Sandstein seine dicken Bänke in eine grosse Zahl dünner, noch nicht zollmächtiger Platten, die hart und fest sind und sich schwer weiter zerschlagen und zerspalten lassen und die auch in ihrer Feinkörnigkeit, dem ursprünglich frischen Sandstein des Stollns ähnlich sind, wie in ihrer Festigkeit und Härte. Diese Platten haben dann eine bräunliche oder gelbe Farbe mit einem eigenthümlichen Stich ins Grüne, an dem man sie leicht erkennt und unterscheidet,

selbst wenn sie vielleicht stellenweise ärmer an Cardinien, oder wenn sie wohl auch ganz frei davon sind. Dann folgt im Stolln ein System von Sandsteinen, das von den rhätischen Seeberger Sandsteinen sich nicht unterscheidet; es sind dies wohl die Angulatensandsteine und die darunter folgenden Schichten, weiteren Aufschluss giebt leider der Stolln und sein Material nicht, dagegen findet man gelblichweisse, feinkörnige, lockere Sandsteinplatten mit *Am. angulatus*, vielen kleinen Schneckensteinkernen etc., allerdings nicht häufig auf der Höhe des Seeberges westlich hinter den grossen Sandsteinbrüchen.

Das ist ungefähr, was der Stolln und seine Umgebung hat beobachten lassen. Nimmt man zu diesen Angaben noch die in dem Stollnmaterial und in den auf den Feldern herumliegenden liassischen Lesesteinen gesammelten Petrefakten, so erhält man doch, wenn auch manches im Stolln unklar bleibt und namentlich eine genaue Bestimmung der Aufeinanderfolge und der Mächtigkeit der einzelnen Schichten nicht möglich ist, ein immerhin einigermaassen befriedigendes Bild dieser kleinen Liasablagerung.

An Versteinerungen habe ich mit Sicherheit beobachtet:

A. In den Lesesteinen auf den Feldern:

Am. angulatus v. Schloth.

in mehreren, allerdings meist stark verdrückten, aber unzweideutigen Exemplaren. In mehreren Sammlungen finden sich übrigens auch sehr wohl erhaltene Exemplare von hier.

Cardinia Listeri Ag.,

kurze Form, die langgestreckte *C. concinna* scheint nicht vorzukommen; es sind meist kleine Individuen; das häufigste Petrefakt der Sandsteine.

Pinna Hartmanni Ziet.

ein unvollständiges Exemplar.

Steinkerne kleiner unbestimmbarer Gasteropoden.

Pentacrinus spec.

ein Abdruck der Gelenkfläche eines fünfeckigen Stielgliedes mit wenig vorspringenden Kanten und deutlich erhaltener fünffach blattförmiger Zeichnung.

B. Aus dem Stolln:

Ammonites amaltheus v. SCHLOTH. 2 Exemplare.
Am. capricornus v. SCHLOTH.
Am. ibex QUENST.
Am. raricostatus ZIET.

Von den drei letzteren Ammoniten nur einzelne Exemplare oder Bruchstücke, ausserdem noch Bruchstücke, die nicht zu den genannten Arten gehören, aber auch nicht näher bestimmt werden konnten.

Belemnites paxillosus v. SCHLOTH.
Bel. clavatus BLAINV.

Diese zwei Belemnitenarten bilden die häufigsten Versteinerungen, die der Stolln gefördert hat, sie liegen in grösserer Zahl auf den Abhängen der Halde herum, als alle übrigen Versteinerungen zusammen. Ausserdem finden sich aber auch noch andere Belemniten mehr als Seltenheiten, z. B.

Bel. brevis? QUENST.

in mehreren Exemplaren und eine Anzahl vielleicht zu anderen Arten gehöriger Bruchstücke.

Gryphaea arcuata LAMARK
Gr. cymbium LAMARK

je in einigen wenigen Exemplaren.

Plicatula spinosa SOW.

einige grössere Exemplare.

Pecten priscus GOLDF.

ein vollständiges doppelklappiges Exemplar und einige Bruchstücke.

Lima gigantea SOW.

ein kleines Exemplar mit der charakteristischen Skulptur der Schale.

Lima punctata? SOW.

ein ganz glattes Exemplar, nicht ganz handgross, mit Schwefelkies überzogen, aus der Nähe der Cardiniensandsteine.

Spirifer Walcotti SOW.
Spir. verrucosus v. BUCH

und vielleicht noch eine oder die andere sonstige Spiriferart. Ein Exemplar mit prachtvoll erhaltenem Spiralgerüst.

Terebratula numismalis LAMARK.
Ter. Heyseana DUNKER.

Rhynchonella furcillata v. BUCH.

Rh. rimosa v. BUCH.

Rh. triplicata PHIL.

Von allen diesen Brachiopodenarten ist keine häufig, es haben sich von allen nur einzelne Exemplare gefunden.

Pentacrinus subangularis MILLER
einige runde Stielglieder.

Pent. basaltiformis MILLER
einige fünfeckige Stielglieder.

Cotylederma spec.
mehrere wohl erhaltene Exemplare.

Damit ist aber die Liste der wirklich vorgefundenen Arten noch keineswegs erschöpft. Wäre es möglich, das gesammelte Material genau durchzuarbeiten, so würde die Liste wohl noch bedeutend anwachsen. Aber auch so ist die Reihe der vorkommenden Liasniveaus genügend charakterisirt zu einem ungefähren Einblick in den Bau unserer Ablagerung.

Nach dem bisher Angeführten sind folgende Liasabtheilungen vertreten:

Die Psilonotenschicht ist vielleicht repräsentirt durch einen Theil der obengenannten Quarzsandsteine mit *Cardinien*, da aber *Am. psilonotus* selbst noch nicht beobachtet ist, so ist die Sache noch zweifelhaft.

Die Schichten des *Am. angulatus* sind durch dieses Petrefakt selbst genügend gekennzeichnet. Hierher gehören auch wohl zum grössten Theil die Sandsteine mit *Cardinia Listeri*, welche Muschel allerdings auch in Schwaben schon mit *Am. psilonotus* vorkommt, aber doch häufiger erst im Angulatenniveau gefunden wird.

Die Schichten mit *Am. Buklandi* sind durch die *Gryphaea arcuata* bestimmt. Ammoniten aus der Gruppe der Arieten sind noch nicht beobachtet worden. Hierher gehören dann noch die Limaarten, *Pinna Hartmanni* etc.

Die Schichten mit *Pentacrinus tuberculatus* sind allein vielleicht angedeutet durch den fünfseitigen Abdruck der Gelenkfläche eines Pentakritittenstielgliedes auf einem Sandsteinplättchen, das vielleicht zu *Pent. tuberculatus* gehört, so dass also QUENSTEDT's Abtheilung α

ziemlich vollständig vorhanden wäre. Bis hierher scheint auch die vorzugsweise sandige Entwickelung des Lias zu gehen, während die folgenden Schichtenreihen β bis δ vorzugsweise thonig sind.

Die folgenden Abtheilungen des Lias lassen sich nun nicht mehr so genau in ihren einzelnen Niveaus darstellen, wie α, aber bis δ inclusive sind die genügenden Nachweise für alle grösseren Abtheilungen vorhanden. Zu β gehört *Am. capricornus* und *raricostatus* und vielleicht *Bel. brevis*. γ ist gekennzeichnet durch *Am. ibex*, *Terebratula numismalis*, *Rhynchonella rimosa* und *Gryphaea cymbium* und endlich δ durch *Am. amaltheus*. *Bel. paxillosus* und *Plicatula spinosa* sind überhaupt für mittleren Lias bezeichnend. Für noch höhere Schichten sind, wie schon oben erwähnt, keine Andeutungen gefunden worden, wenn man nicht *Pent. subangularis* dahin rechnen will, dessen Bestimmung sich aber auf einige wenige runde Stielglieder, also auf ganz ungenügendes Material beschränkt. Ich gehe auf diese Verhältnisse hier nicht weiter ein, weil sich vielleicht doch noch eine Gelegenheit bietet, das Gesammtmaterial der gefundenen Petrefakten eingehend zu behandeln, worauf erst eine genauere Vergleichung mit anderen Liasgebieten im Norden und Süden möglich und durchführbar ist.

Mit den Schichten der oberen Lias schliesst die Reihe der älteren Bildungen und es finden sich im Gebiet unserer Karte nur noch das Diluvium und Alluvium vertreten, die nördlich und südlich vom Bergzug des Seeberges und Galberges grosse Distrikte bedecken.

Das Diluvium beginnt zu unterst mit mächtigen Schottermassen, die besonders in der Stadt Gotha selbst in umfangreichen und tiefen Kiesgruben bis zu 30—40 Fuss Mächtigkeit aufgeschlossen sind; von dort zieht sich diese Bildung, offenbar einen alten Wasserlauf anzeigend, in einem breiten Strom längs der Leina nach Norden und ebenso auch unabhängig von der Leina nach Süden und endlich geht von Gotha ein Seitenzweig nach Osten, in die Gegend von Siebleben ab, wo eine der höchsten Kuppen der Gegend von einem mächtigen Schotterlager bedeckt ist. Diese Schottermassen liegen, wo sie nahe den jetzigen Wasserläufen vorkommen, weit über dem höchsten heutigen Wasserspiegel. Ebenso ist es mit dem Schotter, der in einem schmalen

Band das Nordufer der Apfelstädt bei Günthersleben begleitet und mit der Partie östlich von Seebergen. Wo eine Schotterwand in einer Kiesgrube entblösst ist, sieht man, dass das Material vielfach nach der Grösse seines Korns sortirt ist. Zwischen Bänken, die nur nussgrosse, bis kopfgrosse, aber doch meist nur faustgrosse Geschiebe, die alle stark abgerundet sind, enthalten, liegen mehr oder weniger mächtige Streifen von ganz feinkörnigem, sandigem Material, das Spuren von Schichtung zeigt und beides wechselt ganz unregelmässig, da die an Mächtigkeit hinter den Geröllmassen stets weit zurückstehenden Sandstreifen nie lang anhalten. Im Grossen und Ganzen ist keine durchgehende Schichtung vorhanden, so dass diese Ablagerung ganz den Eindruck einer mächtigen Flussbildung macht. Das Material besteht in der Hauptsache aus Porphyren von violetter Grundmasse mit mehr oder weniger reichlich eingesprengten Krystallen von Quarz und Feldspath, die nach Credner aus der Gegend von Friedrichroda stammen sollen, doch sind dort vollkommen übereinstimmende Porphyre anstehend auch nicht mit völliger Sicherheit bekannt.

Dieser Schotter ist bedeckt von Löss, der in seiner gewöhnlichen Beschaffenheit weite Gebiete einnimmt und auch stellenweise Lössschnecken und vielfach Lösspuppen enthält. An der Grenze zwischen Schotter und Löss haben sich mehrfach schon Reste von Mammuth und Rhinoceros gefunden, aber meines Wissens weder mitten im Löss, noch mitten im Schotter.

Alluvialbildungen sind ebenfalls verbreitet. Sie erfüllen die alten Wasserläufe, das Leinathal und besonders das Thal der Apfelstädt bei Günthersleben und es sind hier im Grossen und Ganzen ähnliche Schottermassen, wie die des Diluviums, aus denen wohl das Material zu diesem alluvialen Flussschotter herstammt. Kleinere Thälchen wie z. B. die vom grossen Seeberg herab nach Süden fliessenden sind mit Auelehm ausgefüllt. Ein altes Seebecken scheint die weite Alluvialebene zwischen Siebleben und Seebergen zu sein, das mit schwarzem fruchtbaren Riedboden ausgefüllt ist und wo Schotter nur an den Rändern geringe Bedeutung hat. Vielleicht ist der Siebleber Teich ein letzter Ueberrest des alten Sees.

Die Lagerungsverhältnisse.

Die Lagerungsverhältnisse sind insofern einfach, als jede hangende Schicht ausnahmslos concordant auf der unmittelbar darunter liegenden liegt. Complicationen treten nur dadurch ein, dass das ganze Schichtensystem, so weit es überhaupt beobachtbar ist, durch eine äusserst zahlreiche Reihe von Verwerfungsspalten durchzogen ist, längs welchen Dislocationen von zum Theil sehr erheblicher Sprunghöhe stattgefunden haben. Diese letzteren, im Verein mit den Wirkungen der Erosion haben zum Theil Verhältnisse erzeugt, welche scheinbare Discordanz von unmittelbar übereinanderliegenden Schichten beobachten lassen, und die früheren Beschreiber der vorliegenden Gegend sprechen auch in der That von solchen Discordanzen, aber es sind dies wie gesagt nicht wirkliche, sondern scheinbare Verhältnisse, hervorgebracht durch die gegenseitige Verrückung der Gebirgsschichten.

Eine erste grosse Verwerfungsspalte trennt das Rhät des grossen Seeberges von den älteren Schichten (Muschelkalk hauptsächlich) des kleinen. Diese Spalte streicht ungefähr h. 9 und lässt sich über den ganzen Bergrücken weg in fast geradliniger Richtung verfolgen und daneben, wenige hundert Schritt weiter im Südosten ist eine der ersten parallele zweite Spalte, die aber nur den südlichen Theil des Rückens durchschneidet, aber nicht über den Kamm hinüber in den nördlichen Abhang hinein sich erstreckt, sondern sie ist auf der Höhe des Rückens durch eine Querspalte abgeschnitten und aus ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt. Nordöstlich von der ersten und südwestlich von der zweiten Spalte sind die Schichten um beträchtliche Beträge in die Tiefe gesunken, während zwischen den zwei Spalten ein Muschelkalkrücken ziemlich unbeweglich stehen geblieben ist, dessen mittlere Partie der Anhydritgruppe angehört, die nach Nord, Süd und Ost von einem schmalen Band von Trochitenkalk umgeben ist, auf welchem dann weiter nach Nord und Süd Nodosenkalk lagert, der im Norden etwas nach Nordwesten, im Süden nach Südwesten einfällt. Die Karte selbst und das Profil No. IV machen dies deut-

licher. Im Profil[1]) hebt sich die Muschelkalkpartie mit grosser Schärfe gegen die rechts und links anstossenden Keuperschichten ab, so dass die beiden Spalten fast auf ihrem ganzen Verlauf mit der grössten Deutlichkeit an dem abnormen Gesteinswechsel an der Oberfläche verfolgt werden können. Dass die gegenseitige Verschiebung der Schichten längs der zwei Spalten eine sehr grosse, die grösste in unserem ganzen Gebiet, gewesen ist, erkennt man aus der geologischen Stellung der jetzt auf beiden Seiten der Spalten an einander grenzenden Schichten. Nach Nordosten hin stösst unter Anderem unterer Lias an den Trochiten- und Nodosenkalk der stehen gebliebenen Muschelkalkpartie, weniger gross ist die Verrückung an anderen Stellen der Spalte gewesen, wo Rhät an Nodosenkalk und Trochitenkalk oder Steinmergelkeuper an Nodosenkalk grenzt. Es muss also wenigstens an der einen Stelle eine gegenseitige Verschiebung um den Betrag der Gesammtmächtigkeit des ganzen Keupers incl. Rhät und Lettenkohle und des Nodosenkalks stattgefunden haben. Der absolute Betrag der Verwerfung ist schwierig anzugeben, da die Mächtigkeit der einzelnen Formationsabtheilungen zum Theil nur annähernd bekannt ist. Nimmt man einige Zahlen für diese Mächtigkeiten an, wie sie für unser Gebiet theils gemessen sind, theils geschätzt werden können, nämlich:

Rhät	130 Fuss
Steinmergelkeuper . . .	150 »
Gypskeuper	100 »
Lettenkohle	100 »
Nodosenkalk	100 »

so ist die gegenseitige Verschiebung an der betreffenden Stelle ungefähr und annähernd gleich 600 Fuss, an anderen Stellen derselben Spalte allerdings erheblich weniger und ebenso erheblich weniger längs der zweiten Spalte.

---

[1]) Im Profil sind die Verwerfungsspalten alle als senkrecht verlaufende Ebenen gedacht. Ein Versuch, die Gestalt der Spalten aus ihrer horizontalen Erstreckung und den Niveaukurven annähernd abzuleiten, hat ergeben, dass dies für die vorliegende Gegend sich ungefähr so verhält. In anderen Fällen sind diese Spalten ja bekanntlich weder eben noch senkrecht.

Durch diese Spalten wird nun also der grosse Seeberg als ein geologisches Ganzes vom kleinen Seeberg abgetrennt. Die Lagerung in diesem östlichsten Ende des ganzen Zuges ist nun höchst einfach, es ist eine flache Mulde, durch deren Centrum die ebengenannte Hauptspalte mitten hindurchgeht und an deren am Südabhange des Berges gelegenen Mitte hin die Schichten des Keupers und des Rhät einfallen. Aber diese Mulde ist ausserdem noch theilweise durchschnitten durch drei parallele ungefähr h. 11 streichende kleinere Verwerfungen, die von Süden ausgehend sich in Rhätsandstein verlieren, ehe sie die Höhe des grossen Seeberges erreicht haben und längs welchen die Liasschichten in das Niveau des Rhät und Steinmergelkeupers heruntergesunken sind. Diese Spalten sind theils an dem Gesteinswechsel auf beiden Seiten, theils an dem mit den gewöhnlichen Lagerungsverhältnissen nicht zu vereinigenden Fallrichtungen der Schichten ebenfalls deutlich zu erkennen.

Die erste, östlichste Verwerfung in der Mulde des grossen Seeberges ist deutlich aufgeschlossen worden durch einen tiefen Wassergraben, der unmittelbar nördlich von der Chaussee, die von Günthersleben nach Seebergen führt, hingezogen wurde, um die Röhren aufzunehmen, welche das Wasser aus dem obengenannten Stolln abführen. Dieser Graben durchschnitt die Grenze zwischen mittlerem Lias und Steinmergelkeuper, die darin sehr scharf zu erkennen war. Die Richtung der Spalte ergab die Gesteinsbeobachtung an der Oberfläche, so wie die Richtung des Stollns, die insofern von Bedeutung ist, als derselbe offenbar die Verwerfungsspalte nicht antraf. Ebenso ist auch die Fallrichtung der Sandsteine bei dieser Bestimmung von Werth gewesen: rechts von der Spalte fallen die Schichten nach Norden, links davon nach Süden z. Th. ziemlich steil ein.

Die zweite, westlichere Spalte ist dadurch gegeben, dass auf der einen östlichen Seite des Baches, der vom grossen Seeberg herabkommt, Muschelkalk und Gypskeuper, an der westlichen Seite dagegen Lias ansteht, wodurch ein Verlaufen der Spalte in dem Thal des Baches angedeutet wird, welches vielleicht durch diese Verwerfung den ersten Anstoss zur Entstehung erhalten hat.

Diese Richtung ist um so wahrscheinlicher, als sie der ziemlich genau feststellbaren Richtung der ersten Spalte fast genau parallel ist. Endlich ist die dritte westlichste Spalte durch verschiedenes Fallen der Schichten, links davon nach Nord, rechts davon nach Ost, gegeben. Die Richtung ist genauer nicht bestimmbar, erfolgt aber mit Wahrscheinlichkeit in der Richtung der zwei anderen Spalten, mit denen sie parallel angenommen wurde.

Fasst man die Verhältnisse im Südwesten der oben betrachteten Hauptverwerfungsspalten ins Auge, also an dem Abhang des grossen Seeberges nach Günthersleben hin, so stellt sich dort ein grösseres Liasversenkungsgebiet dar, auf dem eine grosse, zusammenhängende Liaspartie längs einiger Spalten um einen so erheblichen Betrag in die Tiefe gesunken ist, dass an einer Stelle Lias an Muschelkalk unmittelbar angrenzt. Von den Spalten, welche diese Versenkung veranlasst haben, verläuft die nördlichste ungefähr in h. 8. Diese Spalte schneidet nicht an der zweiten, kürzeren Hauptverwerfungsspalte, die den grossen Seeberg vom kleinen trennt, ab, sondern sie geht durch bis zur längeren ersten, so dass aus dem, den grossen Seeberg nach Südwest geologisch begrenzenden h. 10 verlaufenden Muschelkalkrücken ein Stück herausgeschnitten und durch ein Stück Lias ersetzt wird; ferner geht eine Spalte über die Felder nördlich von Günthersleben in der Richtung von ungefähr h. 11 hin, und endlich geht die Versenkung z. Th. vor sich längs der mittleren jener die Mulde des grossen Seeberges durchziehenden Spalten, welche in dem Bachbette verläuft. Wie die Verhältnisse im Süden sind, ist nicht zu entscheiden, da dort Alles durch die breite und mächtige alluviale Schottermasse des Apfelstadtthales überdeckt ist.

Die Richtung und Lage aller dieser Spalten ist ziemlich genau zu beobachten. Die östliche Spalte im Bachbette haben wir schon besprochen, die nördliche ist gegeben durch die Verbreitung der Cardiniensandsteinplättchen, die auf jenen Aeckern stellenweise massenhaft herumliegen und deren nördliche Verbreitung eben die Linie angiebt, welche die Richtung der Verwerfung auf der Karte darstellt. Besonders scharf ist diese nördliche Spalte aber im östlichsten Theil ihres Verlaufs gegeben, wo Muschelkalk an den Lias

des im Süden von der Spalte gelegenen Begrenzungsgebietes anstösst, während weiter nach Westen nördlich von der Spalte der Reihe nach Gypskeuper, Grenzdolomit und Lettenkohle unmittelbar mit dem Lias in Berührung stehen. Die Spalte im Westen ist ebenfalls durch die Verbreitung der Sandsteinplättchen mit Cardinien ziemlich scharf gegeben, doch war die Feststellung dieser Verhältnisse mit den erheblichsten Schwierigkeiten verknüpft, da manche Liasgesteine mit manchen Lettenkohle- und Keuperschichten grosse äussere Aehnlichkeit haben, wie das schon angegeben wurde. Das Profil No. III giebt diese Verhältnisse zum Theil wieder.

Gehen wir nun über zur Betrachtung der Verhältnisse am kleinen Seeberge, der durch die erste Hauptverwerfungsspalte vom grossen Seeberge abgeschnitten ist, so sieht man, wie an diesem Berge ein schmaler Rücken von Muschelkalk im Norden und Süden längs zweier Spalten unmittelbar an Gypskeuper angrenzt (vergl. Profil No. II). Der Muschelkalkrücken des kleinen Seeberges ist somit die unmittelbare Fortsetzung des oben genannten Muschelkalkrückens zwischen den oben genannten zwei Hauptspalten des grossen Seeberges. Dieser Rücken steigt zuerst in der Richtung von Südost nach Nordwest auf die Höhe, biegt sich dort scharf knieförmig, um aus h. 9 ungefähr in h. 7 in fast ostwestlicher Richtung weiterzulaufen. Da, wo das Knie sich befindet, ist eine kleine Querspalte, längs welcher der östliche Theil des Rückens so weit in die Tiefe gesunken ist, dass sein Nodosenkalk an den mittleren Muschelkalk der westlichen Partie angrenzt.

In dem Rücken des kleinen Seeberges selbst haben ebenfalls heftige Schichtenstörungen sich ereignet, doch scheint es nirgends zum vollständigen Bruche gekommen zu sein, sondern es haben sich nur einige Specialsättel und -Mulden im Muschelkalk selbst gebildet, welche besonders durch den schleifenartigen Verlauf des Trochitenkalks in der Nähe der alten Sternwarte deutlich dargestellt werden und die ebenfalls theilweise im Profil No. II abgebildet sind.

Die Spalten, die den kleinen Seeberg von seinem nördlichen und südlichen Keupervorland scheiden, verlaufen erst etwas mehr

rein westlich, biegen sich aber hierauf etwas nach Norden um, und die nördlichere zeigt dann am Schlusse noch eine zweite, wieder nach Süden gerichtete, schwache Umbiegung, so dass etwas südöstlich von der alten Sternwarte eine nicht unerhebliche Ausbreitung des Muschelkalkes, dahinter dann ein geringes Schmälerwerden desselben erfolgt. Auf der ganzen Erstreckung des kleinen Seeberges grenzt Muschelkalk unmittelbar an Gypskeuper.

Unmittelbar ehe der kleine Seeberg mit seiner schmalen, nordwestlichen Kante in das Leinathal abfällt, tritt in der Nähe der Kesselmühle eine Complication der sonst so einfachen Verhältnisse ein, indem von der nördlichen Hauptspalte des kleinen Seeberges zwei neue Spalten mit etwas mehr nach Norden (h. 9, ziemlich genau in der Richtung der Hauptspalte des grossen Seeberges) gewendetem Verlauf ausgehen, die durch eine kleine, h. 3 verlaufende Querspalte gekreuzt werden. Zwischen diesen beiden Spalten ist südöstlich von der Querspalte Gypskeuper, nordwestlich von derselben ein kleiner Muschelkalkrücken, bestehend aus mittlerem Muschelkalk, Trochitenkalk und Nodosenkalk. Zwischen der südlichen Seitenspalte und der nördlichen Hauptspalte am kleinen Seeberg ist ebenfalls östlich von der kleinen Querverwerfung, die in dieses Gebiet noch mit hineingeht, Muschelkalk östlich davor, Lettenkohle und weiterhin Grenzdolomit und Gypskeuper.

Geht man nun über das Leinathal hinüber, so hat man, ziemlich genau in der Richtung des kleinen Seeberges sich erstreckend, den schmalen Muschelkalkrücken des Galberges, ebenfalls im Norden und Süden durch eine Verwerfungsspalte von dem tieferliegenden Vorland abgeschnitten. Es ist aber unmöglich zu entscheiden, ob der Galberg eine Fortsetzung des Hauptrückens des kleinen Seeberges, oder der kleinen Muschelkalkpartie zwischen den beiden seitlich auslaufenden Verwerfungsspalten bei der Kesselmühle ist, da diese ganze Gegend einmal bedeckt ist zum Theil von mächtigen Schottermassen und Lehmen des Diluviums und sodann zum Theil von der Stadt Gotha selbst, innerhalb welcher Beobachtungen der geologischen Verhältnisse in genügender, zusammenhängender Weise unmöglich sind. Hier kann man nur constatiren, dass der ganze obere Theil

der Stadt, das Schloss Friedenstein und seine Umgebung noch auf dem Muschelkalkrücken des Galberges liegt, und dass in der Stadt nach Süden und Norden hin Gypskeuper ansteht, was auf gelegentlichen Beobachtungen bei Grabungen in der Stadt beruht, die nicht selten behufs Revision der Gasleitungsröhren etc. stattfinden. Südwestlich vom Schloss Friedenstein verflacht sich aber allmählich die ganze Gegend und die genannten Umstände verhindern jede weitere Beobachtung über den Zusammenhang der zwei Muschelkalkrücken auf beiden Seiten der Leina. Es scheint aber die Wahrscheinlichkeit mehr dafür zu sprechen, dass die kleine Muschelkalkpartie die directe Fortsetzung des Galberges ist und nicht der kleine Seeberg selbst. Es stimmen damit die Richtungen der seitlich auslaufenden Verwerfungsspalten, welche allerdings nicht völlig genau festgestellt werden können und die noch besser zu dieser Annahme stimmen würden, wenn sie die Leina an zwei etwas südlicher gelegenen Punkten schneiden würden, welche Möglichkeit, wie gesagt, nicht ausgeschlossen ist.

Was die speciellen Verhältnisse des Galberges betrifft, so sind diese durch das Vorkommen von Querklüften und weiteren Längsspalten nicht unerheblich complicirter, als am kleinen Seeberge.

Am Anfang des Rückens unmittelbar hinter der Stadt gehen, wie am kleinen Seeberge, zwei Spalten, in der Richtung h. 8—9 nebeneinander her, die den centralen Theil, der aus Muschelkalk besteht, abschneiden von den nördlich und südlich vorliegenden Flügeln, die nahe der Stadt aus Gypskeuper, weiterhin aus dessen liegenden Schichten Grenzdolomit, Lettenkohle und Nodosenkalk bestehen. Zwischen dem zweiten Pulverhaus am Nordabhange des Galberges und dem Arnoldithürmchen auf dessen Rücken geht aber nun eine ungefähr h. 11 streichende Querspalte durch in der Art, dass das ganze vorhin betrachtete Spaltensystem abgeschnitten wird. Nur die nördliche Spalte desselben geht weiter, die südliche hört auf und es tritt statt ihrer in der ursprünglichen Richtung eine neue Spalte ein, zwischen welcher und der nördlichen Spalte ein ganz schmales, aber lang hingezogenes Stück Keuper, bestehend der Reihe nach von Osten nach Westen aus

Gypskeuper, Grenzdolomit und Lettenkohle (und weiter nach Westen hin folgt auch noch Nodosenkalk), in regelmässiger Ueberlagerung eingeklemmt ist, welches nördlich von Nodosenkalk, südlich von mittlerem Muschelkalk begrenzt wird, wie das aus Profil No. I deutlicher hervorgeht.

Die südliche der beiden Spalten, welche dieses zwischengeklemmte Keuperstück begrenzen, erreicht aber an der vorhin erwähnten Querspalte nach Osten zu nicht ihr Ende, sondern setzt sich in den Muschelkalkrücken des Galberges nach Osten hin fort, indem sie ihre ursprüngliche Richtung etwas nach Norden umbiegt und das Streichen von ungefähr h. 7—8 annimmt. Dadurch wird aus jenem Rücken ein dreieckiges Stück herausgeschnitten, das, wie es scheint, eine kleine Drehung in der Weise erlitten hat, dass sich der Nodosenkalk im Nordosten des Stückes in das Niveau des mittleren Muschelkalkes des Galberges gesenkt, und umgekehrt der mittlere Muschelkalk des abgeschnittenen Stückes bis ins Niveau des Nodosenkalkes des Galberges gehoben hat, wobei aber das schmale Band des Trochitenkalkes in beiden Theilen des Stückes sich gleichmässig und fast ohne Unterbrechung fortsetzt. Nach Westen hin verliert sich diese Spalte allmählich im Nodosenkalk des Krahnberges und der Trochitenkalk hört hinter der Schwedenschanze an derselben auf und damit auch die äusserst schmale Zone von mittlerem Muschelkalk, die sich auf der Höhe des Galberges hinzieht.

Ueberhaupt sind Schichtenstörungen auf dem Galbergsrücken selbst gerade, wie im kleinen Seeberge deutlich zu beobachten, und ebenso in den nördlich und südlich anliegenden Schichten, besonders dem Nodosenkalk, aber auch hier gehen dieselben nur bis zur Bildung von zuweilen sehr steilen Sätteln und Mulden und zur Erzeugung von stellenweise recht erheblichen Schichtenneigungen, wie sie am ganzen Galberg zu beobachten sind. Besonders energische Schichtenfaltungen sind im Süden des Bergrückens am Arnoldithürmchen zu beobachten, wo der Trochitenkalk eine langgezogene Falte macht, welche steilen Sätteln und Mulden entspricht, wie das im Profil No. I abgebildet ist. Genau in der westlichen Fortsetzung der Axe des in dieser Falte vorhan-

denen steilen Sattels ist aber noch ein langgezogener Bruch, so dass man hier die minder starke Schichtenstörung der Sattelung allmählich nach Nordwesten zu in die stärkere der Spaltenbildung und Verwerfung übergehen sieht. Es sind an jenem äussersten westlichen Ende des Galberges, wo derselbe in den Krahnberg verläuft, diese Lagerungsverhältnisse durch den Steinbruchsbetrieb sehr deutlich aufgeschlossen, indem zwei ungefähr 150 Schritt von einander entfernte Gräben parallel auf lange Erstreckung neben einander herlaufen, welche dadurch entstanden sind, dass in beiden der früher vorhanden gewesene Trochitenkalk fast gänzlich ausgebrochen ist. In beiden Gräben sieht man die Schichten des mittleren Muschelkalkes steil sach Südwest einfallen. Der eine dieser Trochitenkalkzüge ist der unmittelbar vorher besprochene. Einige kleinere, ähnlich gebaute Brüche liegen diesen zwei langgedehnten nach Norden zu vor. Im Norden bieten die Steinbrüche am Abhang des Galberges und des Krahnberges mehrfach Gelegenheit zur Beobachtung solcher Sättel und Mulden von ausgezeichnet schönem und charakteristischem Bau.

Um die Betrachtung der Dislocationen in dem Gebiete der Karte zu Ende zu führen, bleibt schliesslich nur noch die Betrachtung der Erscheinungen am Grenzberge bei Remstedt und am Petersberge bei Siebleben übrig. Diese sind verhältnissmässig einfach. Längs Spalten, welche ungefähr in der Richtung der Hauptspalten an den Seebergen streichen, ist der Keuper bis in das Niveau des mittleren Muschelkalkes in die Tiefe gesunken und die Muschelkalkpartieen an beiden Orten heben sich als ziemlich steile, aber wenig umfangreiche Rücken aus der umgebenden Ebene heraus.

Am Petersberge ist der Muschelkalk nach Nordost und der gesunkene Keuper nach Südwest gerichtet und die zwischen diesem Berg und dem kleinen Seeberge gelegene Keuperpartie, auf welcher das Dorf Siebleben liegt, stellt sich somit als ein Senkungsfeld von nicht unerheblichen Dimensionen dar, wie das im Profil No. III zu sehen ist. Umgekehrt ist es am Grenzberge, wo der Muschelkalk südlich von der hier ziemlich stark nach Süden umgebogenen Spalte liegt und der Keuper (Lettenkohle) nach Norden.

Welche näheren Beziehungen zwischen diesen zwei kleinen Dislocationsgebieten und dem System des Seeberges und des Galberges vorhanden sind, ist unmöglich zu ermitteln, da der ganze zwischenliegende Raum von mächtigen Diluvialmassen ausgefüllt ist, die jede Beobachtung verhindern. Jedenfalls trifft man ähnliche Erscheinungen, wie die der genannten zwei kleinen Berge, noch mehrfach, wenn man in nordwestlicher Richtung über das Kartengebiet fortgeht, so bei Goldbach, Tüngeda etc., und immer gehen die Spalten annähernd in derselben Richtung h. 8.

Schliesslich sei noch der Lagerungsverhältnisse der kleinen Hügelchen erwähnt, die in grösserer Anzahl und in auffallender Weise besonders den nordöstlichen Abhang und Fuss des grossen Seeberges umgeben. Es sind das einfach Abrutschmassen, die theils langsam und regelmässig in die Tiefe sinkend, dabei ihren Zusammenhalt bewahrend, über den steilen Abhang hin in die Tiefe geglitten sind, nachdem eine Spalte den Zusammenhang mit der Hauptmasse des Berges gelöst hatte, theils sind es aber auch unregelmässig durcheinander geworfene Massen, denen der ursprüngliche Zusammenhang der Schichten verloren gegangen ist. Die Massen, aus denen diese Hügelchen bestehen, sind theils Keupermergel, theils Rhätsandsteine.

Fragt man nach der Ursache der Entstehung aller dieser Verwerfungen, so scheint sich einem die Erklärung am Südabhang des grossen Seeberges von selbst aufzudrängen. Es ist der Gyps, welcher, da wo er stehen geblieben ist, die hangenden Schichten in ihrer ursprünglichen Stellung mehr oder weniger vollständig erhalten hat, dessen Entfernung durch Auslaugung aber im Innern Hohlräume geschaffen hat, in welche die darüber liegenden Schichten je nach den Verhältnissen allmählich und verhältnissmässig regelmässig oder auch wohl rasch unter starker Zertrümmerung der Schichten eingesunken sind. Ein Analogon zu dieser Anschauung hat schon von Seebach[1])

---

[1]) Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872, p. 185.

publicirt. Es ist ein Profil durch Muschelkalk und Keuper, welches durch die hohe Steilwand des rechten Werra-Ufers unterhalb Creuzburg auf das klarste und unzweideutigste entblösst ist oder es wenigstens Anfangs der siebenziger Jahre war. Dort ist in den mittleren Muschelkalk ein kleiner Gypsstock eingelagert, den das Profil in seiner Längserstreckung aufdeckt. Da wo der Gypsstock noch in die Schichten der Anhydritgruppe eingelagert ist, liegen die Schichten des Nodosenkalks und Keupers vollständig ungestört übereinander, wo der Gyps im Muschelkalk fehlt, ist alles was jünger ist, als mittlerer Muschelkalk verworfen und zwar ist die Lagerung der verworfenen Massen so, wie wenn sie in eine Höhlung eingesunken wären. Das Bild, welches von Seebach a. a. O. giebt, zeigt das deutlicher und ich habe mich selbst an Ort und Stelle von der genauen Richtigkeit desselben überzeugt. Hier kann kein Zweifel obwalten; die Verwerfungen sind dadurch entstanden, dass der früher überall vorhanden gewesene Gyps des mittleren Muschelkalks durch Auswaschung stellenweise entfernt wurde und dass in die so entstandenen Hohlräume das Darüberliegende einsank; diesen Vorgang sieht man hier noch gewissermaassen vor seinem geistigen Auge vorgehen, einen so genauen Einblick giebt die senkrechte Steilwand in die ganzen Verhältnisse.

Ganz ähnlich denke ich mir die Verhältnisse am kleinen Seeberg, wo ebenfalls in der stehengebliebenen Partie der Gypsstock noch vorhanden ist; hier ist nur die Verwerfung, überhaupt die ganze Erscheinung grossartiger, aber dabei allerdings nicht ganz so gut aufgeschlossen, indessen doch auch hier gut und deutlich genug. Es grenzt hier Gypskeuper an mittleren Muschelkalk, die Verwerfung muss also um mindestens den ganzen Betrag des oberen Muschelkalks und der Lettenkohle vor sich gegangen sein, also müsste, wenn unsere Annahme richtig ist, die verworfene Partie um ungefähr 250 Fuss in die Tiefe gesunken sein. Diese Zahl ist auch bei den obwaltenden Verhältnissen sehr leicht zu begreifen. Einige Meilen weiter östlich, wo im Salzschacht auf dem Johannisfeld bei Erfurt der mittlere Muschelkalk gut auf-

geschlossen ist, giebt E. E. Schmid's[1]) Abtheilung *c.*, Steinsalz mit Anhydrit über 100 Fuss mächtig an, das heisst bei dieser Mächtigkeit war Gyps und Steinsalz noch nicht durchteuft und es kann niemand wissen, wie mächtig diese leichtlöslichen Gesteine noch unter der tiefsten Sohle des Schachtes anstehen. In der Abtheilung b. sind ausserdem noch 50 bis 60 Fuss Gyps und Anhydrit, also sind im Ganzen 150 bis 160 Fuss Gyps, Anhydrit und Steinsalz dort im mittleren Muschelkalk aufgeschlossen und dieses Bekannte ist nur das Minimum des wirklich Vorhandenen. Nimmt man nun an, dass auch bei Gotha der mittlere Muschelkalk so mächtig mit Steinsalz und Gyps entwickelt sei — und directe Beobachtungen durch Bohrung etwas nördlicher bei Buffleben (Ernsthall) und Trochtelborn bestätigen dies direct — so wird man die Möglichkeit einer auf die angeführte Weise dort entstandenen Verwerfung von der erwähnten Sprunghöhe als nach den Verhältnissen durchaus möglich wohl anerkennen müssen. Eine Bohrung, die unter dem Gyps des kleinen Seeberges Steinsalz in der angegebenen Mächtigkeit oder auch nur Gyps in dieser Dicke ergeben und eine zweite, welche die Abwesenheit dieser Formationsglieder unter dem Gypskeuper nachweisen würde, könnte für die aufgestellte Anschauung den vollständigen Nachweis führen und es könnte dadurch vielleicht ein technisch wichtiger Fund gemacht werden. Es wäre dann damit eine der zahlreichen Verwerfungsspalten, die in der Richtung des Thüringer Waldes an dessen Nordfuss hinziehen, auf solche Einsenkungen zurückgeführt.

Dabei braucht man sich nicht vorzustellen, als sei eine solche Einsenkung mit einem Ruck vor sich gegangen, und es sei in Folge dessen eine Wand von der Höhe des Betrages der Senkung auf der nicht gesunkenen Seite der Spalte stehen geblieben, hier also in der Höhe von ca. 250 Fuss, oder es habe diese Wand ein ungeheures Meer von Trümmern aller Art beim plötzlichen Einsturz über die ganze Umgebung ausgebreitet. Im Gegentheil ist dies entschieden zu bezweifeln. Die Senkung ging wohl langsam

---

[1]) Zeitschr. d. Deutschen geolog. Gesellsch. Bd. 16, p. 149. 1864.

und allmählich vor sich, schon ein kleiner ausgewaschener Hohlraum erzeugte ein Nachsinken des hohlliegenden Aufgelagerten, das so allmählich vor sich ging, dass die Erosion an der Oberfläche die Spuren der Senkung durch Einnivelliren der höheren, stehen gebliebenen und der tieferen eingesunkenen Theile des umliegenden Bodens stets bequem immer wieder verwischen konnte, so dass von der Oberfläche Niveauunterschiede wohl nie zu sehen waren, die in einer hervorragenden Kante längs der Verwerfungsspalte hätten bestehen müssen. Dabei waren natürlich Unregelmässigkeiten in der Senkung, etwas weniger stetiges Nachsinken und Einholen des Versäumten durch einen einmaligen tieferen Sturz unter Erdbeben-artigen Erscheinungen und anderes Aehnliches nicht ausgeschlossen. Aber nicht nur die sinkende Hälfte auf der einen Seite der Spalte wurde dadurch afficirt, auch die stehenbleibende Hälfte auf der anderen Seite blieb nicht ganz unangegriffen; auch hier spielten die Lösungsprozesse, aber im Verhältniss zu jenseits der Kluft sehr schwach, so dass nur Schichtenfaltungen und Biegungen, wie z. B. an der alten Sternwarte, oder auch kleine Querbrüche entstehen konnten, wie z. B. an der Butterleiste, wo beide Seeberge zusammenstossen; letztere an Stellen, wo in Folge örtlicher Verhältnisse die Auswaschung im stehen gebliebenen Theil etwas beträchtlicher waren als an anderen Stellen desselben.

Diese Anschauungen, wie sie für die Südseite des kleinen Seeberges eben auseinandergesetzt worden sind, lassen sich vielleicht für alle Verhältnisse des kleinen Seeberges und des Galberges verallgemeinern, obgleich an keiner anderen Stelle Gyps im mittleren Muschelkalk daselbst nachgewiesen ist. Man müsste annehmen, dass auch im Rücken des Galberges Gyps vielleicht mit Steinsalz in erheblicher Mächtigkeit sitzt und dass durch Wegführen des Gypses nördlich und südlich davon auch hier die Einsenkung erfolgt ist. Hier müssen aber innerhalb der stehengebliebenen Partie ebenfalls nicht unerhebliche Auswaschungen vor sich gegangen sein, wie man aus der Querspalte und dem zwischen Muschelkalk eingekeilten Keuperstück, überhaupt aus dem ganzen Bau des westlichen Endes jenes Zuges, schliessen muss. Auch die Unregelmässigkeit am Ende des kleinen Seeberges nach der

Stadt Gotha hin, die Bildung der Seitenspalten etc. wäre auf die Rechnung solcher localer grösserer Auswaschungen im stehengebliebenen Stück zu setzen. Eine stehengebliebene Gypsmasse war dann wieder zu vermuthen in der von der Butterleiste aus nach Südost gehenden Muschelkalkpartie, die sich längs des grossen Seeberges hinzieht und in der der Gyps allerdings in einer Stelle, wo der Lias in dieser Zone auftritt, vollständig weggeführt zu denken wäre. Die Liasversenkung am Südwestabhang des grossen Seeberges ist vielleicht später erfolgt und es haben dabei die Keupergypse dieselbe Rolle gespielt, wie am kleinen Seeberg und an anderen Orten die Muschelkalkgypse und das Steinsalz. Der Keupergyps müsste allerdings, wenn er allein diese Versenkung bewirkt hätte, eine sehr beträchtliche Mächtigkeit gehabt haben, ungefähr gleich der Summe der Mächtigkeiten des Steinmergelkeupers und des Rhät, was wenig Wahrscheinliches hat, aber er konnte wohl mit dem Muschelkalkgyps zusammengewirkt haben, umsomehr als er in der stehengebliebenen, die Versenkung einschliessenden Keuperpartie am Apfelstadtufer bei Günthersleben thatsächlich ansteht.

Es bleibt schliesslich noch die grosse Hauptsenkung des grossen Seeberges, die schon oben auf ungefähr 600 Fuss berechnet worden ist. Diese allein auf den Muschelkalkgyps zu schieben, erscheint unzulässig, denn wenn er auch bei Erfurt mit 100 Fuss (beziehungsweise 160 Fuss) noch nicht durchsunken worden ist, wenn also die wirkliche Mächtigkeit jedenfalls grösser, vielleicht sogar viel grösser ist, so ist doch meines Wissens noch nie eine Mächtigkeit von auch nur annähernd so hohem Betrag für Gyps und Steinsalz des mittleren Muschelkalks beobachtet worden, dass deren Entfernung Verwerfungen von 600 Fuss hervorbringen könnte, selbst, wenn man noch dazu den Keupergyps nimmt, der ja in der Nähe des grossen Seeberges selbst, aber nur in der stehengebliebenen Partie bei Günthersleben, nicht in der gesunkenen bei Seebergen mächtig entwickelt ist. Hier ist vielleicht der Zechsteingyps noch in Mitleidenschaft gezogen worden. Dieser steht in geringer Entfernung von Gotha, z. B. bei Georgenthal, am Rande des Thüringer Waldes, an und wurde früher

in Steinbrüchen gewonnen. Es ist also keine zu gewagte Voraussetzung, ihn auch noch in der Gegend von Gotha als in der Tiefe vorhanden anzunehmen und ferner anzunehmen, dass da, wo in der Tiefe der Gyps des Muschelkalks und des Keupers aufgelöst und fortgeführt worden sind, dies auch mit dem Gyps des Zechsteines geschehen sei und wenn man dies als zulässig annimmt, hat auch eine Einsenkung von 600 Fuss auf die hier durchgeführte Weise zu erklären keine Schwierigkeit. Wenn dann diese Betrachtung noch weiter ausgedehnt werden soll, so müssten stehengebliebene Gypsmassen auch unter dem Grenzberg und Petersberg angenommen werden, wie das nach dem Angeführten von selbst klar ist.

Mag diese Erklärung der vorliegend complicirten Lagerungsverhältnisse auch noch in manchen Einzelheiten der weiteren Klärung bedürfen und vielleicht vielfach noch der näheren Präcisirung harren, so führt sie doch alles auf einen und denselben Grundgedanken zurück, der auf einer häufig thatsächlich beobachteten Erscheinung, dem Auswaschen des Gypses und des Steinsalzes, beruht, und auf der Thatsache, dass dadurch wirklich wahre Verwerfungen entstehen können. Er beruht weiter auf der Beobachtung einer Reihe von Punkten (Südseite des kleinen Seeberges), wo sich der Einfluss des Gypses ganz von selbst aufdrängt. Es liegen also jedenfalls allgemeine und specielle Thatsachen zu Grunde und lassen diese Erklärung als die dadurch besser gestützte und auch ausserdem als die einfachere erscheinen gegenüber den Hebungslinien CREDNER's und Anderer, die kaum thatsächlichen Hintergrund haben dürften, und die eine dunkele Erscheinung eigentlich durch einen noch dunkeleren Grund zu erklären suchen. Am ausführlichsten lässt sich, ganz in CREDNER's Sinn, TEGETMEYER[1]) über diese Ansichten vernehmen.

Darnach trat nach der Ablagerung des rein marinen Muschelkalks eine allgemeine Hebung und die Bildung seichter Becken ein, durch welche Hebung auch schon der »Anstoss zur Entstehung der eigenthümlichen Muschelkalkhebungslinien in Thüringen

[1]) l. c. p. 410 ff. und p. 475 ff.

gegeben sein mag, die wohl schon aus dem Keupermeer als Klippen hervorragten«. Dieses seichte Becken wurde während der Ablagerung der verschiedenen Keuperabtheilungen durch weitere Hebungen immer kleiner und schliesslich bildete das ursprüngliche ausgedehnte Meer einzelne isolirte Becken, aus welchen sich die Keuperschichten an die Steilküste der Muschelkalkhebungslinien anlagerten. Die weiche Beschaffenheit der Keuperthone und Mergel verursachten Verschiebungen und Verrutschungen und der noch immer nicht zur Ruhe gekommene Muschelkalk bei weiterer Hebung Stauchungen und Verwerfungen aller Art. Dazwischendurch kamen durch periodische Senkungen auch Ueberfluthungen durch die dem früheren grösseren europäischen Ocean angehörigen marinen Gewässer vor, wie das die reiche Meeresfauna des Grenzdolomits unzweifelhaft beweisen soll. Die hier wesentlich zu Grunde liegende Anschauung ist also die, dass die Grenzen der Formation, z. B. des Keupers, wie sie sich uns jetzt darstellen, im Wesentlichen auch die Grenzen der früheren Meeresbecken darstellen, aus dem sie sich abgelagert haben.

Diese Anschauung lässt zunächst, wie das überhaupt bei den älteren Geologen vielfach der Fall ist, einen äusserst wichtigen Factor fast ganz ausser Acht und räumt ihm nur einen ganz untergeordneten secundären Einfluss ein, nämlich der Erosion und Denudation. Durch Berücksichtigung dieser factisch in mächtiger Weise wirkenden Kräfte entgeht man aber Annahmen, die nach unseren Beobachtungen an der heutigen Erdoberfläche unmöglich, zum mindesten höchst unwahrscheinlich sind. Ist die heutige Begrenzung einer Formation im Wesentlichen die Grenze des Meeres, aus dem sie abgelagert wurde, wie dies vielfach auf Karten dargestellt, wie es der oben skizzirten Anschauung entspricht, und wie es speciell beim Keuper und noch mehr beim Lias unseres Gebiets gewesen sein soll, so kommt man auf Meeresformen von einer ganz erstaunlichen Complication und schliesslich auf »abgeschlossene Meeresbecken«, die nur durch »Ueberfluthungen« infolge »periodischer Senkungen« noch mit dem »grösseren europäischen Ocean« in intermittirender Verbindung standen. Das sind Vorstellungen, die in thatsächlichen Verhältnissen keinen Boden

mehr haben, denen unsere Erfahrungen sogar direct widersprechen.

Ganz anders, wenn man die Erosion in Betracht zieht. Dass dies ein wirksames, auf der Erdoberfläche unaufhörlich thätiges Agens ist, kann von Niemand ernstlich geleugnet werden. Still und für den Augenblick unbemerkt vollbringt sie ihr Werk und wird eben wegen dieser wenig in die Augen fallenden Wirkung vielfach verkannt, obgleich es sonst allgemein zugestanden ist, dass sich auch solche kleine Wirkungen im Laufe der geologischen Zeiten durch Summirung ins Unglaubliche steigern können. Jeder Regentropfen, der auf die Erde fällt, reisst, wenn auch noch so kleine Theilchen des Gesteins der Erdoberfläche mit sich in die Tiefe, die, einmal in den Kreislauf der Gewässer gelangt, erst an entfernten Stellen wieder abgelagert werden, und aus diesen kleinen Partikelchen werden im Laufe der Zeiten allmählich Tausende und Millionen von Kubikfussen. Dies geschieht bei harten und festen Gesteinen, deren keines der Erosion absoluten Widerstand zu leisten im Stande ist, die aber eine sehr viel längere Zeit zu ihrer Zerstörung in Anspruch nehmen, als die in der Hauptsache lockeren und weichen, thonigen oder sandigen und daher äusserst leicht zerstörbaren Keuper- und Liasgesteine, um die es sich hier handelt. Man steht demnach vielmehr auf einem durch die thatsächliche Erfahrung gestützten Standpunkt, und man erklärt die Erscheinungen ausserdem mit einer viel grösseren Einfachheit, wenn man annimmt, dass sich die hier in Betracht kommenden Formationsglieder, also die gesammte Trias und der Lias bis zu den Amaltheenschichten incl. der Reihe nach aus einem und demselben, durch die ganze Zeit dieses Ablagerungsprocesses hindurch im wesentlichen sich, wenigstens in unserer Gegend, gleichbleibenden Ocean abgesetzt haben, der den Thüringer Wald als Insel oder Halbinsel umspülte, sich mit dem Frankenwald, Fichtelgebirge und bayerischen Wald als Ostküste weiter nach Süden erstreckte, im Norden bis zum Harz und im Westen bis zum rheinischen Schiefergebirge reichte, und dass sich das ganze Schichtensystem erst darnach über den Meeresspiegel erhob, zu welcher Zeit, bleibe unerörtert, und Festland bildete, auf dem dann die Erosion ihr Spiel beginnen und

fortsetzen konnte, das noch jetzt unter unseren Augen vor sich und darauf ausgeht, auch die letzten Liasreste vollends zu zerstören und ebenso das andere, was jetzt unmittelbar die Erdoberfläche bildet.

Eine solche Annahme hat durchaus nichs Widersinniges, wird im Gegentheil durch die Thatsache wesentlich gestützt, dass die Liasablagerungen in Hannover, bei Gotha und Eisenach und im Süden des Thüringer Waldes, in Franken und Schwaben die grösste allgemeine Uebereinstimmung zeigen und dass erst in höheren Niveaus des Jura wesentliche Verschiedenheiten zwischen diesen einzelnen Gegenden sich herausstellen, welche zeigen, dass nach der Liaszeit wesentliche Umgestaltungen der Erdoberfläche im mittleren Deutschland stattgefunden haben. Dagegen spricht auch nicht die Verschiedenheit in der Ausbildung des Keupers südlich und nördlich vom Thüringer Walde. Dieser Unterschied besteht nur in der regelmässigen Einlagerung von Sandsteinschichten zwischen dem Keuperthone im Süden. Bedenkt man aber, dass solche Sandsteineinlagerungen auf ganz lokalen Ursachen beruhen können, dass auch in Thüringen Sandsteine im Keuper keineswegs fehlen, dass sowohl Schilfsandstein an vielen Stellen, als auch Semionatussandstein auch hier lokal vorkommen, bedenkt man andererseits, dass auch in Süddeutschland die Sandsteine dem Keuper nicht durchweg eingelagert sind, wie z. B. der Schilfsandstein am oberen Neckar fehlt oder doch kaum wahrzunehmen ist, und bedenkt man schliesslich, dass in allem Uebrigen, besonders in der paläontologischen Entwickelung der Trias und des Lias durchweg eine grosse Uebereinstimmung zwischen Thüringen und dem Süden herrscht, so wird man die Existenz eines einzigen grossen zusammenhängenden Meeres nicht leugnen wollen, aus dem sich Trias und Lias aller dieser Gegenden abgesetzt haben. Nur die Annahme eines zusammenhängenden Meeresbeckens erklärt die grosse Aehnlichkeit der Ablagerungen, deren verhältnissmässig unbedeutende Unterschiede sich auf lokale Ursachen zurückführen lassen. Wären es wirklich zum Theil abgeschlossene Meeresbecken gewesen, die jene Schichten erzeugt haben, so müssten sich viel grössere Unterschiede in der Fauna und in der ganzen Beschaffen-

heit derselben zeigen, wie etwa heutzutage zwischen dem Rothen Meer und Mittelmeer. Wäre ferner der Vorgang so, wie nach der Hebungshypothese angenommen werden muss, dass also erst der Muschelkalk, dann die Keuperschichten allmählich aus dem Meer herausgehoben wurden und letzteres dadurch auf eine immer kleinere und kleinere Fläche begrenzt blieb, so mussten nothwendig die jüngeren Schichten vielfach, besonders nach dem Rande hin, die schon gehobenen älteren discordant überlagern und infolge der durch periodische Senkungen erzeugten Ueberfluthungen müssten jüngere Schichten übergreifend auf älteren liegen und stellenweise ein Fehlen sonst regelmässig vorkommender Glieder in der Schichtenreihe zu beobachten sein. Das ist aber thatsächlich nirgends der Fall, wo vollkommen klare Verhältnisse eine jeden Zweifel beseitigende Beobachtung zulassen. Ueberall liegen alle Trias- und Liasschichten absolut concordant und regelmässig und ohne Unterbrechung übereinander, und es ist mir trotz eifrigsten Bemühens nach dieser Richtung nicht gelungen, auch nur den Schatten einer unzweifelhaften Discordanz oder übergreifenden Lagerung oder ein Fehlen eines Gliedes in der regelmässigen Schichtenreihe zu beobachten. Ueberall, wo solche Discordanzen oder sonstige Unregelmässigkeiten sein sollen — und es werden ja solche mehrfach angeführt — sind die Schichten nicht ungestört, die Beobachtung ist nicht zweifellos und die scheinbare Discordanz kann ganz ebenso gut, ja noch besser und ungezwungener auf spätere störende und dislocirende Einflüsse zurückgeführt werden.

Alle diese Betrachtungen führen, um das Gesagte kurz zusammenzufassen, dazu, anzunehmen, dass in früheren Zeiten eine zusammenhängende Ablagerung von Schichten der gesammten Trias und des Jura bis zum mittleren (vielleicht oberen) Lias auf weite Erstreckung nach Norden, Westen und Süden hinaus den Thüringer Wald ganz gleichmässig und in concordanter Lagerung über der Trias umgeben habe, dass dann später die Erosion ihr Zerstörungswerk begonnen und für die verschiedenen Formationsabtheilungen mit verschiedener Vollständigkeit von oben nach unten abnehmend durchgeführt hat. Der obere Lias ist in der Umgebung

des Thüringer Waldes ganz verschwunden, wenn er je dort vorhanden war, der mittlere und untere Lias ist bei Gotha und Eisenach, dann aber auch an verschiedenen Stellen in Hessen z. B. bei Wabern noch vorhanden, von andern bekannten Orten, Göttingen u. s. w. gar nicht zu reden, als Beweis, dass er früher bis in jene Gegenden gereicht und somit in der That grosse Flächen eingenommen hat. Die Keuperschichten sind dann um so beschränkter in der Flächenausdehnung, je jünger und um so ausgedehnter, je älter sie sind, so dass also das Rhät noch ganz geringe Flächen bei Gotha und Eisenach einnimmt, während die Lettenkohle den Muschelkalk auf viele Quadratmeilen hin bedeckt, theils unmittelbar an der Erdoberfläche liegend, theils von Gypskeuper und anderen jüngeren Keuperschichten überlagert.

Erst nachdem die ganze Schichtenreihe concordant und gleichmässig abgelagert war, traten auch die auf das Auslaugen der leicht löslichen Gyps- und Steinsalzschichten zurückgeführten Verwerfungen ein; zu welcher Zeit das geschah, lässt sich wohl schwer angeben, ebenso ob alle Verwerfungen rasch hintereinander oder ziemlich gleichzeitig oder durch grössere Zwischenzeiten getrennt entstanden sind; sicher sind sie aber wohl vor der Diluvialzeit vollständig fertig gewesen, denn in den discordant über die älteren Formationen hin abgelagerten Diluvialschichten bemerkt man nie Schichtenstörungen, die allerdings auch bei der lockeren Beschaffenheit des diluvialen Materials schwer wahrzunehmen sein würden.

Ebenso wie die Annahme der allmählichen Hebungen und der dadurch hervorgebrachten Einengung der Meeresbecken auf unlösbare Widersprüche stösst, so auch die zweite Annahme, dass unmittelbar nach Ablagerung einer Formation sich Hebungslinien bildeten, an welchen die jüngeren Schichten sich dann anlagerten, hier speciell der Keuper und Lias an die Muschelkalkhebungslinien. Man muss sich darnach vorstellen, dass längs einer Spalte die eine Schichtenhälfte herausgehoben wurde und eine mehr oder weniger lang ausgedehnte und hohe steile Wand bildete. Schon diese Vorstellung führt Schwierigkeiten im Gefolge. Man sieht kaum ein, wie längs einer Spalte, deren Existenz gar nicht er-

klärt wird, die eine Schichtenhälfte soll heraufgeschoben werden können und die andere ruhig liegen bleiben. Man müsste voraussetzen, dass nur unter der gehobenen Schichtenhälfte die hebenden Kräfte wirken, unter der andern nicht, und wo viele Verwerfungen dicht bei einander liegen, müsste man eine grössere Anzahl von mehr oder weniger nahe bei einander liegenden Angriffspunkten der hebenden Kräfte annehmen, welche auf die zwischen den Spalten liegenden gehobenen Schollen einwirkten und die dazwischen liegenden, nicht gehobenen Partieen wären solchen Kräften nicht ausgesetzt gewesen. So müssten also zum Beispiel die hebenden Kräfte in unserem Gebiet auf der ganzen ungefähr zwei Meilen langen und wenige hundert Schritt breiten Zone vom Krahnberg über den Galberg bis zum Stollnmundloch bei Günthersleben am Südabhang des grossen Seeberges thätig gewesen sein und rechts und links davon nicht. Was sollten das für Kräfte gewesen sein? Solche hebenden Kräfte sind zweifellos in den Alpen und ähnlich gebauten Gegenden thätig gewesen und noch wirksam. Diese waren aber im ganzen Gebirge auf ausgedehnten Flächen thätig. Dort ist das ganze Gebirge geknickt, gebogen, gefaltet, verworfen, kurzum die ganze das Gebirge zusammensetzende Schichtenmasse oft in der verworrensten Weise dislocirt. In unserem Gebiet ist dies ganz anders, hier sind die Schichten im Allgemeinen überall vollkommen regelmässig horizontal gelagert oder weichen doch von dieser Lagerung nur sehr wenig ab und nur an einer beschränkten Anzahl von Stellen sind Dislocationen, die stets auf ein nicht sehr ausgedehntes Gebiet beschränkt sind, die also lokale Erscheinungen sind und die somit auch auf lokale Ursachen zurückgeführt werden müssen.

Solche Schwierigkeiten bietet die Erklärung mittelst Einsenkung in vorhandene, d. h. also nach unserer Annahme durch Auslaugung entstandene unterirdische Hohlräume nicht. Die Ursache der Verwerfungen ist hier eine lokale wie die Erscheinung. Die thätige Kraft ist die Schwere, die überall wirksam ist, aber nur da etwas leistet, wo der Untergrund hohl und die darüber befindliche Gesteinsmasse nicht mehr in der Lage ist, ihr eigenes Gewicht zu tragen. Dann bricht die Decke ein, und die Art und

Weise, wie dies geschieht, wird eine verschiedene sein. Ist die Höhlung klein, so entstehen einfache kleine Trichter, Erdfälle, ohne dass sich eigentliche Verwerfungen bildeten. Diese kommen zum Vorschein, wenn die Unterhöhlung über grosse, weite Flächen hinging. Dann trennten sich Schichtentheile nach mehr oder weniger ebenen, oft allerdings, wenn auch nicht in unserem Gebiet, erheblich gekrümmten Flächen der Verwerfungsspalten, und an all' den Stellen, wo eine unterirdische Stütze geblieben war, ging auch keine Senkung vor sich, und wenn in der in der Hauptsache stehengebliebenen Masse kleine Auswaschungen auch vorgekommen sind — und ganz intact wird sie ja wohl nie geblieben sein —, so sind auch, wie schon hervorgehoben, darin kleinere Dislokationen, Schichtenneigungen und -Faltungen, kleine Quersprünge etc. zu beobachten. Es kann ja nun auffällig erscheinen, dass gerade ein so langgezogenes Gypsriff stehengeblieben ist, wie das, dessen Existenz in dem vorhin wiederholten Muschelkalkrücken als vorhanden angenommen werden muss, wenn unsere Annahme richtig sein soll. Aber die Existenz des Gypses ist ja auf eine grössere Erstreckung am kleinen Seeberge thatsächlich nachgewiesen, und wenn ausserhalb desselben nördlich und südlich davon die Nichtexistenz desselben in der Anhydritgruppe nachgewiesen wäre, so wäre unsere Annahme damit einfach und klar bewiesen. Dieser Beweis der Nichtexistenz lässt sich aber vorläufig nicht führen, es wird aber behauptet, dass bei früheren Bohrungen auf Steinsalz im Norden der Seeberge erst bei Buffleben wieder Gyps mit Steinsalz gefunden sei, zwischen diesem Ort und dem Seeberge dagegen nicht. Genaueres habe ich aber hierüber nicht ermitteln können.

Wenn also die Annahme von Hebungen beträchtliche Schwierigkeiten mit sich bringt, so stehen der Annahme von einer Anlagerung des Keupers an eine solche Muschelkalkhebungslinie thatsächliche Beobachtungen entgegen, die sie unannehmbar machen. Wie kann eine solche Anlagerung vor sich gehen in der Art, dass wir am grossen Seeberg Rhät an den Muschelkalk angelagert finden und gleich um die Ecke herum an dem Knie des Muschelkalkrückens auf der Butterleiste längs des ganzen kleinen Seeberges

Gypskeuper? Hier müsste also angenommen werden, dass nach der Ablagerung der Rhätschichten eine abermalige Hebung längs der zwei Grenzspalten am kleinen Seeberg stattgefunden hätte und zwar an beiden ganz gleichmässig, bis der Gypskeuper an diesen Abhängen mit dem Rhät des grossen Seeberges in einem Niveau lagen oder der grosse Seeberg müsste als gesunken angenommen werden, damit wäre aber dann das Princip der Hebungen durchbrochen.

Ferner: War der Muschelkalkrücken des kleinen Seeberges und seiner Fortsetzung eine Insel im Keupermeer, an der sich die Keuperschichten anlagerten, so dürfen sich auf der Höhe des Galberges keine Keuperschichten finden; deren Existenz wäre mit jener Annahme absolut unvereinbar. Nun findet sich aber auf der Höhe des Galberges, fast ganz oben auf dem Grat ein langgezogenes schmales Keuperfeld zwischen den Muschelkalkschichten, längs einiger Spalten eingeklemmt, das völlig unerklärlich wäre, wenn nicht eben auch dieser Muschelkalkrücken in früheren Zeiten mit Keuper bedeckt gewesen wäre, der dann durch Erosion soweit entfernt wurde, dass nur noch einige kleinere Partieen an besonders günstigen Stellen erhalten geblieben sind.

Endlich ist hervorzuheben das vollkommene Fehlen von Gesteinsmaterial längs der Muschelkalkrücken, welches als eine Strandbildung an dieser hypothetischen Keupermeeresküste gedeutet werden könnte.

Wenn nun also in der That die Annahme von Einsenkungen von höherliegenden Schichten in durch Auswaschung von Gyps- und Steinsalzmassen entstandene Höhlungen die complicirten Schichtenlagerungsverhältnisse bei Gotha ungezwungen erklärt, so soll damit durchaus nicht behauptet werden, dass diese Stelle bei Gotha allein zur Entscheidung der vorliegenden Frage vollkommen genügend sei. Offenbar sind die meisten oder alle Verwerfungen nördlich vom Thüringer Wald auf dieselbe Ursache zurückzuführen und die oben für Gotha, wo mir die Verhältnisse durch das Anstehen des Gypses besonders klar zu liegen schienen, gegebene Erklärung müsste für alle anderen Fälle in gleicher Weise gelten. In der That habe ich auch in den mir genauer bekannten Ver-

werfungsgebieten, bei Schlotheim und Ebeleben, am Hainich, bei Treffurt, Creuzburg etc. nichts gefunden, was unserer Annahme entgegenstände, ebenso wenig sind mir entgegenstehende Thatsachen durch Dritte aus andern Gebieten bekannt geworden, so dass die obige Annahme vielleicht wenigstens einstweilen den Rang einer wohlbegründeten Hypothese beanspruchen kann.

Bemerkungen zu den Tafeln.

Tafel VIII. ist ein Ausschnitt aus den Generalstabsmesstischblättern Gotha und Fröttstedt im Maassstab 1 : 25000.

Die Profile auf Tafel IX. sind im $1\frac{1}{2}$fachen Maassstab der Karte gezeichnet und zwar ohne Ueberhöhung, so dass also für die Ordinaten und Abscissen derselbe Maassstab gilt.

Ueber

die Bimssteine des Westerwaldes[1]).

Von Herrn **Gustav Angelbis** in Bonn.

Die Bimssteinsande, welche sich auf der rechten Rheinseite vom Coblenz-Neuwieder Becken aus über den Hohen Westerwald bis in das Thal der Heller verfolgen lassen, haben schon mehrfach die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen. Der Erste, welcher das Vorkommen derselben auf dem Westerwalde erwähnt, ist J. P. Becher[2]), doch beschränkt sich derselbe auf eine blose Aufzählung der ihm bekannten 5 Fundpunkte, ohne hieran weitere Erörterungen über die Herkunft oder das Alter der Sande anzuknüpfen.

40 Jahre später berichtet Stifft in seiner noch immer sehr schätzbaren »Geognostischen Beschreibung des Herzogthums Nassau« bereits über eine grössere Anzahl von Bimssteinablagerungen. Der treffliche Beobachter wirft sogar schon die Frage auf, ob die Entstehung des Basaltes nicht vielleicht erst nach der Ablagerung der Bimssteinmassen stattgefunden habe, da letztere so häufig nur an den Abhängen zu beobachten wären, auf den Höhen aber fehlten.

---

[1]) Herr von Dechen hat die Güte gehabt, bereits im vorigen Herbste auf der Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Saarbrücken über die Ergebnisse meiner Beobachtungen zu berichten (vergl. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1881, p. 442), doch gestatte ich mir hier etwas ausführlicher darauf zurückzukommen.

[2]) J. P. Becher, Beschreibung der Oranisch-Nassauischen Lande. Marburg 1789, S. 171 und 172.

F. Sandberger[1]) äusserte sich dann im Jahre 1847 dahin, dass der Bimsstein seinen Ursprung wohl auf dem Westerwalde habe; doch scheint dieser Forscher für denselben ein jüngeres Alter anzunehmen, wonach dann die Westerwalder und Laacher Bimssteine ein und derselben nachtertiären Epoche angehören sollten. Schon im folgenden Jahre glaubte der genannte Geologe[2]) seine Ansicht dahin ändern zu müssen, dass auf dem Westerwalde wohl niemals Bimssteinausbrüche stattgefunden hätten, und der Ursprung der so mächtig entwickelten Bimssteinmassen ganz auf das Gebiet des Laacher See's zurückzuführen sei. Von dort sollen die Auswurfsmassen durch den Wind weiter nach Osten translocirt worden sein. Als Hauptgründe für diese Ansicht führt Sandberger an: Das vollständige Fehlen von Kraterbildungen auf dem Westerwalde, sowie die Unwahrscheinlichkeit, dass die Bimssteine das Produkt einer plötzlichen aus der Ebene erfolgten Eruption seien. Auch soll von den dort so zahlreich vorhandenen Trachytvorkommen nur ein einziges in Bezug auf Porosität und sonstige Eigenschaften dem Bimsstein nahestehen, aber gerade in der Umgebung dieses Gesteins, welches dicht bei Helferskirchen auftritt, der Bimsstein fehlen.

Den Mangel jeder kraterartigen Bildung müssen wir nun freilich für den Westerwald zugeben, doch wird ja auch für das Gebiet des Laacher See's der Ausbruch der Bimssteinmassen von den competentesten Forschern[3]) gar nicht auf einen der hier zahlreich vorhandenen Krater zurückgeführt, vielmehr die Annahme einer in der Ebene erfolgten Eruption vorgezogen. Für den Westerwald gewinnt diese Ansicht um so grössere Wahrscheinlichkeit, als für die an vielen Stellen abgelagerten Trachyt- und Basalttuffe keine andere Erklärung möglich ist. Dasselbe gilt von den früher vielfach, aber mit Unrecht als Conglomerate angesprochenen Trachyttuffen des Siebengebirges. Auch dort muss der Ausbruch dieser

[1]) Fr. Sandberger, Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. Wiesbaden 1847, S. 73.

[2]) In einem Briefe an Leonhard: N. Jahrb. 1848, S. 549.

[3]) von Dechen, Geognost. Beschreibung des Laacher See's und seiner vulkan. Umgebung. Bonn 1863, S. 588.

Tuffe in der Ebene erfolgt sein, da von Kratern keine Spur vorhanden ist.

Aus dem Umstande, dass die anstehenden Trachyte nicht die Porosität des Bimssteins zeigen, kann wohl kaum eine Folgerung gezogen werden. Die poröse Ausbildung ist eben für den Bimsstein charakteristisch, nicht aber für die Trachyte. Wenn auch beide vulkanische Gesteine sich in Bezug auf die chemische Zusammensetzung sehr ähnlich verhalten und sogar im engsten geologischen Zusammenhange stehen, so sind es doch immer noch verschiedene Bildungen. Das Trachytvorkommen bei Helferskirchen, welches sich nach Sandberger durch seine Porosität auszeichnen soll, steht deshalb dem Bimsstein nicht näher als die übrigen Trachyte. Auch das Fehlen des Bimssteins in der Nähe einer einzelnen Trachytpartie berechtigt zu keinen Schlüssen, indem der Bimsstein nur im Allgemeinen an das Trachytterrain des Westerwaldes, nicht aber an die einzelnen Trachytkuppen gebunden ist. Zudem ergeben die Beobachtungen, dass fast alle Sande auf secundärer Lagerstätte liegen, weshalb dem Vorkommen oder Fehlen derselben an bestimmten Punkten keine Bedeutung zugeschrieben werden darf.

Als Herr von Dechen im Jahre 1864 seine langjährigen Forschungen im Gebiete des Laacher See's zusammenfasste, musste es ihm leicht werden, sich der Meinung eines so vorzüglichen und um die Kenntniss der geologischen Verhältnisse Nassau's hochverdienten Geologen anzuschliessen; doch weniger wegen der von Sandberger vorgebrachten Gründe, als vielmehr wegen der, ich möchte sagen, natürlichen Einfachheit der Sandberger'schen Hypothese. Für die in der nächsten Umgebung des Laacher See's auftretenden Bimssteinmassen hatte Herr von Dechen in überzeugendster Weise nachgewiesen, dass dieselben nicht dem Tertiär angehören können, vielfach sogar jünger als der Löss sind. Die Bimssteine des Laacher See's stehen aber lokal im engsten Zusammenhange mit denen des Neuwieder Beckens und lassen sich von hier aus weiter nach Osten bis über den Hohen Westerwald verfolgen. Die Entfernung selbst der am weitesten nach Osten gelegenen Bimssteinablagerungen (bei Wetzlar, Giessen, Marburg)

vom Laacher See ist eine verhältnissmässig nur geringe. Der Gedanke, dass der grösste Theil dieser Bimssteine an einem gemeinsamen Eruptionspunkte ausgeworfen und dann durch den Wind nach Osten transportirt worden sei, lag also sehr nahe. — Wo aber dieser so gewaltige Massen liefernde Ausbruch stattgefunden, ob aus einem der vorhandenen Krater oder aus der Ebene, darüber gingen die Meinungen sehr auseinander. Ein Ausbruch aus der Ebene, wie ihn Herr VON DECHEN anzunehmen geneigt ist, erscheint mir um so eher anzunehmen zu sein, da wir jetzt für derartige Eruptionen Beispiele im Siebengebirge und Westerwalde haben, indem, wie schon bemerkt, die Tuffe beider Gebiete nur in dieser Weise entstanden sein können.

Versucht man das rechtsrheinische Verbreitungsgebiet der Bimssteinsande durch eine Linie zu umschreiben, wie dies auf der VON DECHEN'schen Uebersichtskarte geschehen ist, so wendet sich diese Grenzlinie von Nieder-Hammerstein am Rhein in nordöstlicher Richtung bis nach Nieder-Diesselndorf an der Deutz-Giessener Eisenbahn, zieht dann nach Süden und von Mänberg wieder südwestlich dem Rheine zu. Hierbei bleiben die weiter nach Norden ganz vereinzelt im Rheinthal auftretenden Ablagerungen (bei Bonn, Cöln u. s. w.), die offenbar erst in allerjüngster Zeit durch die Anschwemmungen des Stromes gebildet worden sind, unberücksichtigt. Auch die östlichsten Bimssteinvorkommen bei Wetzlar, Giessen und Marburg fallen ausserhalb des von jener Linie umgrenzten Gebietes. Ob diese letzteren aber wirklich so isolirt liegen, wie man bis jetzt geglaubt hat, möchte doch zweifelhaft sein, da ich bereits jetzt am nördlichen Fusse des Westerwaldes mehrere, unter sich nur durch kleinere Zwischenräume getrennte, Ablagerungen aufgefunden habe, welche den Zusammenhang der Hauptbimssteinablagerungen mit den Vorkommen bei Giessen und Marburg mehr und mehr herstellen.

Wichtig erscheint mir der Umstand, dass die allgemeine Verbreitung des Bimssteins durchaus nicht unabhängig von den Terrainverhältnissen ist. Sieht man von den im Rheinthal selbst abgelagerten Massen ab, so nehmen die Sande nach Osten hin entschieden zu, wenigstens was die horizontale Verbreitung anbe-

langt. Am stärksten ist diese im Trachytgebiete des Westerwaldes. Oestlich von den Trachytvorkommen treten die Ablagerungen immer spärlicher auf, die Zwischenräume werden grösser. Viel schärfer begrenzt ist das Verbreitungsgebiet des Bimssteins im Norden und Süden. Das Dorf Nieder-Hammerstein, wo die Bimssteinsande des Rheinthales nach Norden hin aufhören, bildet hier den Grenzpunkt eines Gebietes, welches nur Bäche aufnimmt, die entweder im Trachytterrain des Westerwaldes entspringen oder doch Zuflüsse aus demselben erhalten. Besonders deutlich zeigt sich die Abhängigkeit der Verbreitung des Bimssteins nach Norden hin auf der Section Selters[1]). Hier nehmen die Sandlager nicht etwa allmählich an Zahl und Mächtigkeit ab, sondern sie hören vielmehr ganz plötzlich am Fusse der sich auf dem nördlichen Rande des Blattes erhebenden, aus Schichten des Unterdevons gebildeten Höhe, des Hirschbacher Waldes, auf. Oben auf dem ausgedehnten Plateau, sowie jenseits desselben, im Thale der Sieg fehlt der Bimsstein gänzlich.

Auch im Süden ist die Ausdehnung des Bimssteins ganz an die orographischen Verhältnisse gebunden. Wenn die Sande das Lahnthal noch überschreiten, so ist dabei zu berücksichtigen, dass dieselben im Westerwalde bereits zur Tertiärzeit von ihrer ursprünglichen Lagerstätte weggeschwemmt und wieder abgelagert worden sind, wie sich aus dem Folgenden ergeben wird. Das Lahnthal existirte damals noch nicht. Südlich vom Limburger Becken finden sich keine Bimssteine.

In mineralogischer Hinsicht sei hier nur weniges angeführt. Die eigentliche Bimssteinmasse besteht aus vielfach gewundenen Glasfäden, welche mit ihren Windungen nicht immer in einander greifend, die Poren zwischen sich offen lassen. In der unter dem Mikroskop meist vollständig farblosen, nur selten durch geringe Infiltrationen von Eisenoxyd schwach gelblich gefärbten Glasmasse liegen stets zahlreiche Sanidinkörnchen. Plagioklas konnte ich in den meisten Fällen beobachten, doch tritt derselbe dem Sanidin gegenüber fast ganz zurück. Hornblende ist häufig vorhanden,

[1]) Es sind stets die Messtischblätter (1 : 25000) gemeint.

oft in prächtig ausgebildeten Kryställchen. Die grünen Durchschnitte derselben erweisen sich als stark dichroitisch. Magneteisen fehlt kaum jemals vollständig; nicht selten ist dasselbe in einzelnen Schichten der Sandlager besonders reichlich angehäuft. Fetzen von Magnesiaglimmer scheinen in den Bimssteinstückchen selbst weniger häufig vorzukommen, dagegen sieht man sie vielfach als lose Beimengung in den Ablagerungen auftreten. Grössere bis 3 Centimeter Durchmesser erreichende Lappen bleiben vorzugsweise auf die thonigen, am Rheine als Britz bezeichneten Zwischenschichten beschränkt.

In jüngster Zeit hat Wenkenbach[1]) auch das Vorkommen des Granats in den Sanden von Grenzhausen erwähnt. Ich habe niemals Gelegenheit gehabt dieses Mineral im Bimssteinsand zu beobachten. Sein Auftreten im Basalte bei Neunkirchen glaube ich entschieden bestreiten zu müssen.

Was die chemische Zusammensetzung der Westerwalder Bimssteine anbelangt, so ergaben mir die Analysen folgende Resultate:

	Bimssteinsand von Waldernbach		Bimssteinsand von Berzhahn	
	I.	II.	I.	II.
SiO_2	54,92	54,92	54,47	54,47
Al_2O_3	21,75	21,67	20,83	20,92
Fe_2O_3	2,82	2,68	3,33	3,41
CaO	1,34	1,42	1,62	1,71
MgO	0,26	0,31	0,42	0,38
K_2O	5,25	5,25	4,84	4,84
Na_2O	4,57	4,57	4,68	4,68
H_2O	9,47	9,47	10,02	10,02
	100,38	100,29	100,21	100,43

Zum Vergleich seien hier auch einige zuverlässige ältere Analysen beigefügt:

---

[1]) F. Wenkenbach, Uebersicht über die in Nassau aufgefundenen einfachen Mineralien. Jahrb. des Nass. Vereins f. Naturkunde, Jahrg. 31 und 32, p. 167. Auch Stifft giebt irrthümlicher Weise das Vorkommen von Granat in mehreren Westerwalder Basalten an.

Fundort:	SiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	Summa
Gisselberg bei Marburg[1]	58,02	12,95	9,51	1,92	1,18	1,87	0,13	15,02	100,60
Krufter Ofen[2] . .	57,89	19,12	2,45	1,21	1,10	6,65	9,23	2,40	100,05
Neuwied[3] . . .	56,47	19,40	3,54	0,67	0,72	11,17	3,12	5,24	100,33
Launsbach bei Wetzlar[4] . . .	54,41	22,50	3,20	1,50	0,40	4,10	4,90	9,40	100,50
Engers[5]	50,06	18,34	2,89	1,29	1,17	4,49	5,81	15,06	99,11

Herr Gümbel[6]) hat uns vor einigen Tagen durch eine Abhandlung über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ems erfreut, in der auch den Bimssteinen eine ausführlichere Besprechung gewidmet wird. Der Grundgedanke der Gümbel'schen Darstellung geht dahin, die vollkommene Identität der Westerwalder Bimssteine mit denen des Laacher See's in chemischer und mineralogischer Hinsicht nachzuweisen. Aus dieser Uebereinstimmung wird dann gefolgert, dass alle rheinischen Bimssteinsande, wenn auch nicht einem einzigen Ursprungsorte, so doch ein und demselben vulkanischen Herde entstammen. Hier handelt es sich zunächst um die Uebereinstimmung der rheinischen Bimssteine in Bezug auf die chemische Zusammensetzung. Herr Gümbel giebt uns nun eine Zusammenstellung von 15 Analysen, wovon sich 5 auf rheinische, die übrigen auf fremde Bimssteine beziehen. Die Analysen, welche nach dem abnehmenden Gehalt an Kieselsäure geordnet sind, machen thatsächlich die Armuth der rheinischen Bimssteine an SiO_2 gegenüber den fremdländischen recht augenfällig, so dass nicht bezweifelt werden kann, dass sich die Laacher

[1]) F. Schäffer, die Bimssteinkörner bei Marburg. 1851 (Inauguraldissertation) S. 53.
[2]) Ibid. S. 50.
[3]) Ibid. S. 51.
[4]) Wachendorff, Gesellsch. zur Beförd. d. Nat. Marburg 1879, S. 21.
[5]) Schäffer l. c. S. 52.
[6]) Sitzungsbericht d. math.-phys. Klasse d. K. Bayer. Akademie d. Wissenschaften. 1882, Heft 2, S. 197 ff.

und Westerwalder Vorkommen im Allgemeinen hierin von anderen unterscheiden. Weniger überzeugend sind aber diese Zahlenwerthe, wenn es gilt, die chemische Identität der Laacher und Westerwalder Bimssteine zu beweisen. Zunächst ist bei den Analysen nur ein einziger Fundort berücksichtigt, der unbedingt dem Gebiete des Laacher See's angehört, nämlich der Krufter Ofen. Alle übrigen Vorkommen, welche analysirt sind, entstammen, wie ich später ausführen werde, wahrscheinlich dem Westerwalde.

Wie verhält sich aber nun der Bimsstein des Krufter Ofens zu den übrigen? In der Tabelle des Herrn Gümbel, die mit der oben von mir gegebenen übereinstimmt, steht er bei einem Kieselsäuregehalt von 57,89 % an der zweiten Stelle. Sein Wassergehalt beträgt nur 2,4 %. Den geringsten Kieselsäuregehalt hat der Bimsstein von Engers mit 50,06 %, dafür beläuft sich jedoch die Wassermenge auf 15,06 %. Offenbar ist der Bimsstein des Krufter Ofens nur wenig angegriffen, während bei dem Material von Engers die Zersetzung schon ziemlich weit vorgeschritten ist. Herr Gümbel betont selbst diese Zersetzung, um den hohen Wassergehalt zu erklären, denn sonst müsste er ja hierin schon einen Unterschied zwischen den Bimssteinen des Westerwaldes und dem des Krufter Ofens sehen. Wenn wir nun auch keine klare Vorstellung von dem Verlaufe dieser Zersetzung haben, so dürfen wir dieselbe doch wohl als eine Art von Kaolinisirung auffassen. Bei einer Aufnahme von 15 % Wasser muss dann aber doch nothwendiger Weise ein ganz bedeutender Verlust von Kieselsäure stattfinden. Ohne diesem Umstande Rechnung zu tragen, dürfen wir die Analyse nicht ohne Weiteres vergleichen. Wären wir im Stande, uns von dem Verlauf des Zersetzungsprocesses genaue Rechenschaft zu geben, so könnten wir die Analyse nach dem ursprünglichen Kieselsäuregehalt zusammenstellen. Vielleicht würde dann aber der noch so frische Bimsstein vom Krufter Ofen an letzter Stelle figuriren, die Westerwalder Vorkommen sich mehr den kieselsäurereicheren Bimssteinen nähern. Möglicher Weise könnte auch eine auf genaue Analysen des am Abhange des grossen Arzbacher Kopfes (auf Trachyt) liegenden Bimssteins sich stützende Vergleichung zu einem sicheren Resultate führen. Der Bimsstein liegt

dort noch auf seiner ursprünglichen Lagerstätte und scheint noch ziemlich unzersetzt zu sein.

Bei der Seltenheit, mit der der Leucit in den Bimssteinen überhaupt auftritt, muss es dahin gestellt bleiben, ob auf das Vorhandensein oder Fehlen dieses Minerals eine Unterscheidung der Laacher Vorkommen von denen des Westerwaldes zu begründen ist. Von 17 dem Laacher Gebiete entnommenen Proben erwiesen sich 5 als leucithaltig, während 52 Präparate, deren Material aus dem Neuwieder Becken und vom Westerwalde stammte, keine Spur von Leucit beobachten liessen. Auch die Tuffe des Westerwaldes sind im Gegensatze zu denen der Laacher Gegend absolut leucitfrei. Von Basalten findet man auf dem Westerwalde nur Feldspath und Nephelin führende, dagegen ist das Gestein des Bertenauer Kopfes am Wildbache, des einzigen bislang bekannten echten rechtsrheinischen Vulkans, ein Leucitbasalt.

Es möge hier auf die eigenthümliche, wie mir scheint, noch nicht genug beachtete Thatsache hingewiesen werden, dass im Gebiete des Laacher See's und der Eifel noch kein Leucitgestein bekannt ist, für welches ein tertiäres Alter nachweisbar wäre, wohl aber lässt sich für viele eine jüngere Entstehung feststellen. Wenn wir bei den Feldspathbasalten, von denen doch nur sehr wenige ihre Zugehörigkeit zum Tertiär unzweifelhaft erkennen lassen, nach Analogien schliessen und z. B. eine im Unterdevon aufsetzende Feldspathbasaltmasse ohne Weiteres als tertiäre Bildung ansprechen, so hat das gewiss seine Berechtigung, aber bei den leucithaltigen Gesteinen würde ein auf das gleiche Princip gegründeter Schluss stets zur Annahme eines jüngeren Alters führen. —

Um ein Bild von der Ablagerungsweise der Bimssteinsande zu geben, wird ein Profil genügen, da sich kaum wichtigere lokale Abweichungen bemerkbar machen.

In der dicht beim Bahnhofe von Neuwied (rechtsrheinisch) betriebenen Bimssteingrube, wo die Sande mit 3,7 Meter vollständig aufgeschlossen sind, erscheint als Liegendes derselben ein brauner, ziemlich plastischer Thon, welcher etwa 1,2 Meter stark auf Quarzgeröll (Rheingeschiebe?) aufliegt. Es lassen sich sehr



deutlich folgende ganz horizontal gelagerte Schichten unterscheiden:

1) Hirsekorngrosse Bimssteinstücke; daneben nur wenige bis 3 Centimeter Durchmesser erreichende Brocken. Spärliche kleine, schneeweisse Quarzgeschiebe. Viele Schülferchen von Thonschiefer . . . . 1,10 Meter
2) Grössere Bimssteinkörner von durchschnittlich 1,5 Centimeter. Ziemlich zahlreiche, erbsengrosse Quarzgeschiebe . . . . 0,25 »
3) Sehr feiner Bimssteinsand . . . . 0,10 »
4) Britzschicht, d. h. eine thonige Schicht, die viel Bimssteinmaterial enthält. Dieser sog. Britz ist ausgezeichnet durch seinen Reichthum an Magnesiaglimmer, welcher häufig in bis 2,6 Centimeter grossen Fetzen auftritt. Wenige kleine Quarze. Viele Thonschieferbröckchen . . . . 0,14 »
5) Bimssteinbrocken von durchschnittlich 1,5 Centimeter Grösse. Diese Lage lässt in der Vertheilung des Magneteisens und der Thonschieferbröckchen sowohl, wie auch in der regelmässig wechselnden Grösse des Bimssteins eine weitere Schichtung deutlich erkennen . . . . 1,93 »

In der Bimssteingrube an der Chaussee von Urmitz nach dem Bahnhofe Neuwied (linksrheinisch) fallen die Schichten nach dem Rheine zu ein, machen aber verschiedene Biegungen, indem sie in der Sohle des Bruches fast horizontal liegen, weiter aufwärts dagegen erst mit 18°, dann mit 40° nach Westen fallen. Von Interesse sind die Verhältnisse an der Strasse von Coblenz nach Andernach, etwa 7,5 Kilometer von Coblenz. In einem im Unterdevon betriebenen Steinbruche liegen auf den mit 20° einfallenden Grauwackenschichten in concordanter Lagerung zunächst Rheingerölle (0,5 Meter), Bimsstein (0,3 Meter) und schwarzer, vulkanischer Sand (2,6 Meter), dann folgt wieder eine Bimssteinlage,



deren Mächtigkeit aber nicht vollständig aufgeschlossen ist. Alle diese Bildungen werden von einer ziemlich horizontalen, also discordant aufgelagerten Schicht von Quarzgeröll und Sand überlagert. —

Auffallend ist das ungemein häufige und gleichmässige Auftreten von kleinen Schülferchen von Thonschiefer, welches schon Herr von Dechen[1]) nachdrücklich betont. Herr Gümbel[2]) weist mit Recht darauf hin, dass diese Thonschiefer von den bei Ems anstehend beobachteten verschieden sind. Es sind mir auch sonst im Verbreitungsgebiete des Bimssteins keine Schiefer bekannt, die sich mit dem in dan Sanden vorkommenden identificiren liessen. Dass die Thonschieferbröckchen aus der Tiefe stammen und mit den Bimssteinsanden empor gebracht worden sind, kann demnach keinem Zweifel unterliegen. Herr Gümbel ist nun geneigt, in der allgemeinen Verbreitung derselben einen weiteren Beweis dafür zu erblicken, dass alle rheinischen Bimssteinsande einem einzigen vulkanischen Herde entstammen, ihr Ursprung also entweder auf den Laacher See oder auf den Westerwald zurückzuführen ist. —

Ich muss gestehen, dass ich die Beweiskraft dieses von dem hochverehrten Forscher vorgebrachten Argumentes nicht sehr hoch anschlagen kann. Die Entfernung vom Laacher See bis nach Selters — diesen Ort will ich hier als Centrum des Westerwalder Trachytterrains annehmen — beträgt in der Luftlinie etwa 36,4 Kilometer. Bei einem so geringen Abstande der beiden vulkanischen Centren ist es aber doch sehr wahrscheinlich, dass Schichten, welche in der Gegend des Laacher Sees in der Tiefe anstehen, auch bis zum Westerwalde fortreichen. Damit ist das constante Vorkommen der phyllitartigen Schieferstückchen vollständig erklärt. —

Bevor ich mit der Schilderung der Westerwalder Bimssteinablagerungen weiter fortfahre, dürfte es zweckmässig sein, hier

---

[1]) von Dechen: Geognost. Beschreibung des Laacher Sees und seiner vulkanischen Umgebung. Bonn 1863.

Hier werden die im Sande vorkommenden Schülfer von Thonschiefer an sehr zahlreichen Stellen erwähnt.

[2]) l. c. S. 228.

meinen Bedenken gegen die von Herrn Gümbel ausgesprochenen Ansichten im Zusammenhange Ausdruck zu geben. Wie schon bemerkt, will derselbe die gemeinschaftliche Herkunft aller rheinischen Bimssteine dadurch beweisen, dass er ihre Identität in chemischer und mineralogischer Beziehung darzulegen sucht. Besonders da, wo es sich um den Nachweis der gleichen chemischen Zusammensetzung handelt, hebt Herr Gümbel selbst die grosse Schwierigkeit hervor, die vorhandenen Analysen ohne Weiteres mit einander zu vergleichen, so dass meine obigen weitläufigeren Ausführungen fast überflüssig erscheinen; dennoch hielt ich dieselben für nothwendig, weil der treffliche Forscher zuletzt, wo es sich um die von ihm zu ziehenden Schlüsse handelt, doch wieder seine vorgebrachten Argumente als schlagende ansieht. —

»Alles in Allem zusammengefasst«, sagt er am Schlusse seiner Arbeit, »neige auch ich mich zu der Ansicht, dass die sämmtlichen Bimssteine der rheinischen Gegenden, wenn auch nicht einem einzigen Ursprungspunkte, so doch einem gemeinsamen vulkanischen Herde entstammen, welchen wir in der vulkanischen Gegend des Mittelrheins zu suchen haben.«

Herr Gümbel hat aber für seine Ansichten nur die, wie er im Verlaufe seiner Arbeit selbst zugiebt, noch sehr problematische, gleiche chemische Zusammensetzung, sowie das constante Auftreten der Thonschieferbröckchen anführen können. Er lässt es dahin gestellt sein, ob die Bimssteinsande auf dem Westerwalde oder im Gebiete des Laacher Sees ausgeworfen worden sind. Da die Zugehörigkeit der Westerwalder Bimssteine zum Tertiär, wie sich aus der nachfolgenden Beschreibung ergeben wird, nicht angezweifelt werden kann, andererseits aber auch Bimssteineruptionen für das Gebiet des Laacher Sees mit grösster Sicherheit nachgewiesen sind, so lässt uns die Gümbel'sche Arbeit doch nur die eine Annahme übrig, nach der alle Bimssteine, auch die Westerwalder, aus dem Laacher Gebiet herstammen, hier aber sowohl zur Tertiärzeit wie auch später ausgeworfen worden sind.

Dem gegenüber glaube ich aber meine Ansicht, dass auch auf dem Westerwalde Bimssteinausbrüche stattgefunden haben, durch den Nachweis der Abhängigkeit des Verbreitungsgebietes derselben

von den Terrainverhältnissen, und der innigen räumlichen Verknüpfung mit den Trachyten, stützen zu können. Wichtig ist in dieser Beziehung auch eine Betrachtung der Bimssteinsande in Rücksicht auf ihre Korngrösse. Wie sich schon aus dem mitgetheilten Profil ergiebt, drückt sich die Schichtung vielfach durch die sehr verschiedene Grösse der Bimssteinbrocken aus. Lagen von 5 Millimeter grossen Stückchen wechseln mit solchen, die über 3 Centimeter im Durchmesser erreichen. Was aber die Häufigkeit der grossen Bimssteinbrocken angeht, so nimmt diese im Allgemeinen vom Trachytgebiete aus nach dem Rheine hin um ein Weniges zu. Oestlich vom Trachytterrain dagegen hört das Vorkommen der grösseren Bimssteine ganz plötzlich auf, während sich die feinen Sande noch so häufig auf dem Hohen Westerwalde, wo keine Trachyte bekannt sind, finden. Der Hohe Westerwald hat, als die Bimssteine im Trachytgebiete entstanden (also, wie noch nachgewiesen wird, zur Tertiärzeit), mit diesem in keiner Verbindung gestanden. Es ist das aufs Bestimmteste aus dem Fehlen mehrerer Glieder der Braunkohlenformation (Braunkohlenquarzit, Quarzsand, Quarzgerölle) zu schliessen. Die feinen Bimssteinsande gelangten nur durch den Wind auf den Hohen Westerwald. So findet denn das scharf begrenzte Vorkommen der grossen Bimssteinbrocken eine, wie mir scheint, durchaus befriedigende Erklärung. Stammten aber die Westerwalder Bimssteine aus dem Laacher Gebiet, so wäre nicht einzusehen, weshalb nicht auch die grösseren Stücke nach Osten hin nur allmählich verschwinden sollten.

Die grössten mir überhaupt bekannten Bimssteinstücke liegen nicht im Rheinthal selbst, sondern auf der Höhe bei Nauort in der Nähe des Isenburger Trachytes und bei der Ahler Hütte zwischen Lahnstein und Fachbach.

Dass die Westerwalder Bimssteine im Gegensatze zu denen des Laacher Sees dem Tertiär angehören, ergiebt sich einerseits aus den Verhältnissen, die man in den Thaleinschnitten beobachtet, andererseits, und mit noch grösserer Sicherheit, aus der Ueberlagerung durch den auf der Braunkohle liegenden Basalt.

Die Beziehungen der Bimssteinablagerungen zu den Thaleinschnitten lassen sich in vorzüglicher Weise im Thale des Elb-

baches beobachten. Verfolgt man dieses breite Thal etwa von Dorchheim an aufwärts, so sieht man, wie auf beiden Seiten eine Anzahl von Sandlagern, die durch grössere Zwischenräume von einander getrennt sind, den Elbbach begleiten. Die Sande nehmen überall am Gehänge dasselbe Niveau ein, und reichen nicht bis in die Thalsohle hinab [1]). Weiter aufwärts stossen die Ablagerungen an den Basalt, während dessen Oberfläche frei von Bimsstein ist. Hier kann man sich nicht des Gedankens erwehren, dass die Bimssteinmassen bereits vor der Thalbildung vorhanden gewesen sein müssen. Durch die allmähliche Erosion des Thales wurde die grösste Menge des Bimssteins fortgeführt, nur die hochgelegenen Partieen, die jetzt, obgleich von einander getrennt, ein und dasselbe Niveau einnehmen, blieben erhalten. Die weggeschwemmten Massen nahmen ihren Weg ins Lahnthal, oder richtiger ausgedrückt ins Limburger Becken.

Schon bei flüchtiger Beobachtung einer grösseren Anzahl von Bimssteinablagerungen ergiebt sich die sehr auffallende Thatsache, dass dieselben fast durchweg nur an den Abhängen der Basaltrücken auftreten, während sich auf den oft sehr ausgedehnten und mehr oder weniger flachen Höhen keine Spur von Bimsstein auffinden lässt. Diese so oft wiederkehrenden Verhältnisse waren durch die Annahme einer späteren Abschwemmung des allerdings sehr leicht beweglichen Materials kaum zu erklären; sie mussten vielmehr auf eine Ueberlagerung des Bimssteins durch den Basalt hindeuten. Eine sichere Entscheidung war aber nur durch Vornahme von kleinen Schurfarbeiten zu erzielen, da die Abhänge der Basaltkuppen wegen der starken Bedeckung mit Basaltgeröll der Beobachtung wenig zugänglich sind. Im Auftrage der Direktion der geologischen Landesanstalt wurde deshalb eine Reihe von Schurflöchern angelegt, wobei natürlich die Punkte in der Weise gewählt wurden, dass ich zunächst die Grenze der Bimssteinablagerung nach der Höhe hin durch Beobachtungen an der Oberfläche möglichst scharf bestimmte und dann das Schurfloch unter Be-

---

[1]) Hier sehe ich selbstverständlich von den unbedeutenden Bimssteinmassen ab, die jeder starke Regen ins Thal führt,

rücksichtigung der Terrainverhältnisse noch etwas höher ausheben liess. An mehreren Stellen gelang es denn auch, die Grenze zwischen Basalt und Bimsstein glücklich zu treffen, zuweilen aber ergab es sich, dass der Basalt am Fusse der Kuppen noch auf grössere Erstreckung hin in flacher Lagerung fortreichte, so dass nur ein sehr langer und tiefer Schurfgraben die Grenze gegen den Bimsstein hätte erreichen lassen.

Oestlich von Langendernbach, am Fusse des Lattendel, eines breiten und langgestreckten Basaltrückens ergaben die Schurfarbeiten, dass hier der Bimssteinsand dem Basalte horizontal aufgelagert ist. Etwa 450 Meter nördlich von dieser Stelle, am Kohlhack, bis zu welchem der Bimsstein ohne Unterbrechung fortreicht, konnte dagegen deutlich nachgewiesen werden, dass der sich hier über Tage sehr steil erhebende Basalt die horizontalen Sandschichten überlagert. Der Basalt bildet eine unregelmässige bald vor, bald zurückspringende Wand, deren stärkstes westliches Einfallen 35—38° beträgt. Es folgt hieraus, dass der Basalt des Kohlhack und der des Lattendel von verschiedenem Alter sein müssen. Da nun an zahlreichen Stellen des Westerwaldes ein älterer die Braunkohle unterlagernder und ein jüngerer sie überlagernder Basalt nachgewiesen ist, so muss die Ablagerung des Bimssteinsandes in die Zeit der Braunkohlenbildung fallen.

Der Weg, welcher von Wilsenroth nach dem Plateau der Dornburg führt, bleibt nur wenige Schritte von einem alten jetzt verlassenen Basaltbruche entfernt. Da in diesem Bruche kein Bimsstein auf den Köpfen der Basaltpfeiler liegt, obschon er sich im Wege bis auf wenige Fuss von der Höhe des Arbeitsstosses verfolgen lässt, so musste die Grenze zwischen Basalt und Bimsstein innerhalb einer Strecke von kaum 4 Meter zu finden sein. Ein mitten im Wege angelegtes Schurfloch zeigte, dass dieselbe fast in der Richtung des Weges verläuft und saiger steht. Auch hier kann also kein Zweifel darüber bestehen, dass der Basalt jünger ist, als der Bimssteinsand.

An der Kirche von Wilmenroth tritt der ältere Basalt zu Tage. Nach der Höhe des Lindenberges hin verschwindet er unter einer Bedeckung von Bimssteinsand, der durch zahlreiche

kleinere Gruben aufgeschlossen ist. Ein am Abhange des Lindenberges entlang nach Berzhahn führender Weg giebt so ziemlich die obere Grenze des Bimssteinvorkommens an und geht dicht an einem kleinen Steinbruche vorbei, in dessen Sohle der Sand noch gegraben wird. Auf dem Basalte liegt kein Bimsstein, weshalb ich mit einiger Sicherheit annehmen kann, dass der Basalt des Steinbruches der jüngere auf dem Bimsstein lagernde, der unten an der Chaussee anstehende der ältere ist. Es wird dies um so wahrscheinlicher, wenn man die Oberflächengestaltung beachtet. Der Bimssteinsand liegt auf einer Terrasse, unter welcher mehrere kleine Quellen entspringen; solche Quellen sind aber auf dem Westerwalde fast stets an das Ausgehende der zwischen dem älteren und jüngeren Basalte liegenden Tertiärschichten gebunden. Die am Abhange des Lindenberges in geringer Entfernung von dem erwähnten Basaltbruche nachgewiesene Braunkohle dürfte sich auch noch unter dem Bruche herziehen, wodurch wir folgendes kleine Profil erhalten:

Aelterer Basalt (sog. Sohlenbasalt),
Thon,
Braunkohle,
Bimssteinsand,
Jüngerer Basalt (sog. Dachbasalt).

Von Interesse sind auch die Verhältnisse an den Katzensteinen bei Westerburg. Die am Fusse der prächtigen 10—12 Meter hohen, senkrechtstehenden Basaltsäulen abgelagerten Bimssteinmassen verdienen schon deshalb eine besondere Beachtung, weil sie das östlichste Vorkommen von grösseren Bimssteinbrocken darstellen. Bereits oben habe ich hervorgehoben, dass die Menge dieser grösseren Stücke nach dem Rheine zu um ein Geringes zunimmt; um so bemerkenswerther ist es aber deshalb, wenn man dieselben bei Westerburg so plötzlich aufhören sieht. Bei Westerburg beginnt das Trachytterrain; hier treten zuerst die Trachyttuffe auf, welche am Wege bei Gershasen entblösst sind und auf denen die weithin sichtbare Kirche von Schönberg steht. Ferner beobachtet man hier auch echte Basalttuffe, die östlich von Westerburg, auf dem Hohen Westerwalde zu fehlen scheinen.

Das Auftreten des Basaltes der Katzensteine erinnert in höchstem Grade an die Laven. Bei Betrachtung derselben glaubt man unbedingt eine horizontale Unterlage annehmen zu müssen. Diese Unterlage dürften eben die am Fusse der Basaltmasse hervortretenden Bimssteine bilden. Auch die gewaltigen auf dem Abhange liegenden Blöcke scheinen meine Annahme nur zu stützen. Durch Auswaschung des das Liegende der Katzensteine bildenden Bimssteins stürzte die Felswand theilweise ein. Leider verhinderten die zahlreichen abgebröckelten Basaltmassen, welche ohne ausgedehnte Sprengungen nicht wegzuräumen sind, in der Nähe des anstehenden Gesteins die Anlegung eines Schurfloches. Die Steinrosseln mit einer in den Sand getriebenen Strecke zu unterfahren, war mit Rücksicht auf die Kostspieligkeit einer unbedingt nothwendigen sehr soliden Auszimmerung unthunlich. Immerhin ergaben die kleineren zur Orientirung vorgenommenen Arbeiten, dass auch hier im Sande keine Basaltblöcke liegen, woraus mit Sicherheit hervorgeht, dass die Ablagerung des Bimssteins mindestens zu einer Zeit geschehen ist, wo die Verschotterung der Abhänge durch die abbröckelnden Massen noch nicht begonnen hatte.

Der Fuss des Sengelberges zwischen Salz und Wahnscheid, der durch das von den Herren Sandberger und Bertels beschriebene Vorkommen eines eigenthümlichen von ihnen als Isenit bezeichneten Hornblendeandesits bekannt geworden ist, wird von Bimssteinsand umgeben. Die grösste Masse des Berges besteht aus Basalt, in dem der Andesit als mächtiger auf der Höhe und am südwestlichen Abhange hervortretender Gang erscheint. An der Ostseite beobachtet man die Auflagerung des Randes auf dem hier ziemlich flachliegenden Basalt, der deshalb dem älteren sog. Sohlenbesalt zuzurechnen ist. Wenn man den die Kuppe bedeckenden Wald erreicht hat, wird der Abhang bedeutend steiler und hier scheint die Grenze zwischen Sohlenbasalt und dem ihn bedeckenden vom Andesit durchsetzten Dachbasalt zu sein. Die auf dem südwestlichen Abhange liegenden Bimssteinschichten fallen nach dem Berge zu ein; ferner ziehen auch die zahlreich vorhandenen Dachsbaue alle bergan, so dass die Ueberlagerung der auch hier trotz

der starken Schotterbedeckung ganz vom Basalt freien Bimssteinsande durch den jüngeren Basalt, resp. Hornblendeandesit sehr wahrscheinlich wird.

Die Bimssteinsande des Westerwaldes gehören der Braunkohlenformation an, da sie wie die übrigen Glieder derselben zwischen dem älteren und jüngeren Basalte abgelagert sind.

Der Ausbruch der Bimssteinsande erfolgte auf dem Westerwalde und zwar in dem Trachytgebiete, da wo jetzt noch ihre horizontale Verbreitung am grössten ist. Wahrscheinlich erfolgten nur wenige Eruptionen, vielleicht nur eine grosse, da sonst die geringe Verbreitung des Bimssteins von Norden nach Süden nur schwer zu erklären sein dürfte.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Bimssteine stellt sich als ein langgestrecktes, aber schmales Band dar, dessen von SW. nach NO. gehende Richtung mit dem Streichen der überall zu Tage tretenden Devonschichten übereinstimmt. Diese Thatsache lässt sich vielleicht durch die Annahme deuten, dass die Eruptionen aus einer im Devon aufsitzenden Spalte erfolgten. Für eine Reihe von Trachytausbrüchen ist eine solche Verknüpfung mit präexistirenden Spalten als ziemlich sicher nachzuweisen. Das Thal des Saynbaches folgt in seinem oberen Verlaufe ganz genau der Streichlinie der unterdevonischen Schichten. In demselben setzt eine Reihe von Trachyt- und Basaltkuppen auf, die durch den Bach in zwei Hälften getheilt werden. Wenn das Wasser aber, statt seinen Weg durch die wenig widerstandsfähigen Devonschichten zu nehmen und die festeren Eruptivgesteine zu umgehen, diese letzteren durchbricht, so ist wohl nur anzunehmen, dass die Thalbildung durch eine präexistirende Spalte, die mit dem Streichen der Devonschichten correspondirte und aus der dann auch die Trachyte und Basalte empor kamen, bedingt war.

Ein geringer Theil der Bimssteinmassen, naturgemäss nur die feineren Sande, gelangte durch den Wind weiter nach Osten auf den hohen Westerwald und darüber hinaus.

Die Bimssteine des Westerwaldes liegen jetzt fast alle wenigstens auf secundärer Lagerstätte, wie dies bei der überaus grossen Beweglichkeit derselben leicht erklärlich ist. Die secundäre Lager-

stätte nahmen die Sande bereits zur Tertiärzeit ein, da auch die unter dem jüngeren Basalt liegenden Massen die vollkommenste Schichtung zeigen, diese wird aber bedingt durch die Mitwirkung von fliessendem Wasser. Die Ausbreitung des Bimssteins durch das Wasser war ganz von den Terrainverhältnissen abhängig, weshalb die grossen Stücke nach Osten hin ganz plötzlich verschwinden.

Einige wenige Ablagerungen liegen noch an ihrer ursprünglichen Stelle, d. h. da, wo die Sande niedergefallen sind. Als sicher möchte ich dies für die an dem Abhange des grossen Arzbacher Kopfes beobachteten Bimssteine annehmen. Hier erreicht der Bimsstein sein höchstes Niveau; er liegt auf Sanidin-Oligoklas-Trachyt.

Der grösste Theil der auf dem Westerwalde ausgeworfenen Bimssteinmassen fand später durch Wegschwemmung seinen natürlichen Weg nach dem Lahn- und ganz besonders nach dem Rheinthal. In letzterem, so wie in den in dasselbe einmündenden Schluchten hat der Bimsstein jetzt seine grösste verticale Verbreitung. Wenn die Zahl der grösseren Bimssteinstücke nach dem Rhein hin um ein Weniges zunimmt, so ist der Grund davon darin zu suchen, dass gerade die grossen Brocken sich länger schwimmend auf dem Wasser zu halten vermögen, mithin transportfähiger sind als die feineren Sande. Die besonders grossen Bimssteine bei Nauort, die an und für sich also besonders leicht wegzuführen sind, blieben auf dem Wege nach dem Rheinthal liegen, weil das in der Umgebung des genannten Dorfes sehr flache Terrain den weiteren Transport erschwerte.

Seit der Tertiärzeit hat eine fortwährende Verschiebung der Bimssteinablagerungen stattgefunden. Eine Ueberlagerung diluvialer Bildungen, besonders des Löss durch Bimssteinsand kann deshalb auch nichts Auffallendes haben, vielmehr stehen solche Verhältnisse in vollstem Einklange mit meinen Beobachtungen. Dagegen wird durch die auch bei den vom Westerwalde stammenden Bimssteinen vorkommende Auflagerung auf jüngeren Bildungen eine Trennung derselben von denen des Laacher Gebietes sehr erschwert.

Bonn, im April 1882.

Ueber

das Spaltensystem am SW.-Abfall des Brockenmassivs, insbesondere in der Gegend von St. Andreasberg.

Von Herrn **E. Kayser** in Berlin.

(Hierzu Tafel X und XI.)

Einleitende Bemerkungen.

Eins der interessantesten Erzreviere des Harzes ist dasjenige von St. Andreasberg. Nicht nur die reiche Ausbeute an Silber und anderen Metallen, die dasselbe seit Jahrhunderten geliefert, und die Mannichfaltigkeit und Schönheit der die Erze begleitenden Mineralien, sondern auch die ganze Art des Auftretens, sowie seine scheinbar insulare Abgeschlossenheit machen gerade das Andreasberger Erzfeld besonders merkwürdig. Die formalen Verhältnisse der Andreasberger Gänge sowie die Art ihrer Mineral- und Erzausfüllung hat uns eine im Jahre 1865 erschienene Arbeit Hermann Credner's[1]) kennen gelehrt, in der Alles, was damals über diese Verhältnisse zu ermitteln war — und viel mehr würde auch heute kaum ermittelt werden können —, in ebenso sorgfältiger als klarer Weise zusammengestellt worden ist. Was aber den Theil der Credner'schen Arbeit betrifft, der die allgemeinen geologischen Verhältnisse der Andreasberger Gegend behandelt, so kann der-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XVII, p. 163.

selbe, da zu jener Zeit die Zusammensetzung der dort verbreiteten Ablagerungen des älteren Harzer Schiefergebirges noch ganz unbekannt war und daher auch der geologische Bau eines beliebig herausgegriffenen Gebietes, wie des Andreasberger, unmöglich richtig verstanden werden konnte, heutzutage nicht mehr genügen.

Die Credner'sche Arbeit nach dieser Seite zu ergänzen und zugleich den Zusammenhang des Andreasberger Spaltensystems mit dem geologischen Bau dieses Theils des Harzes darzulegen, ist der Hauptzweck des vorliegenden Aufsatzes. Directe Veranlassung zu demselben gab der mir Seitens des Vorstandes der geologischen Landesanstalt ausgesprochene Wunsch, dass ich den Inhalt eines Vortrages, den ich im Winter 1880/81 vor der Deutschen geologischen Gesellschaft [1]) hielt, und der über grosse Verwerfungsspalten in der Gegend von Andreasberg handelte, zu einer ausführlicheren Abhandlung für dieses Jahrbuch ausarbeiten möge. Ich bin dieser Aufforderung um so bereitwilliger nachgekommen, als es mir im Laufe des vergangenen Sommers (1881) bei einer erneuten Begehung der Gegend von Andreasberg und Braunlage gelungen ist, eine grosse Anzahl weiterer Bruchlinien aufzufinden, die diesem Theile des Harzes eine ganz neue Physiognomie geben und zugleich für das Verständniss des Andreasberger Gangnetzes von grösster Wichtigkeit sind.

Von ausserordentlichem Nutzen waren mir bei der vorjährigen Kartirung des Gebietes von Andreasberg die neuen, aus dem Jahre 1878 stammenden metrischen Aufnahmen des Generalstabes, die ein ebenso correctes Bild der Gegend geben, als das der älteren Karte mangelhaft war. Ich erkenne es gern an, dass ich es wesentlich dieser trefflichen neuen Grundlage zu danken habe, wenn es diesmal gelungen ist, eine so grosse Zahl von Dislocationsspalten aufzufinden, die mir bei der ersten Uebersichtsaufnahme des fraglichen Gebietes im Jahre 1873 unbekannt geblieben waren.

Leider war der Druck der Lossen'schen geologischen Uebersichtskarte des Harzes (im Maassstab 1 : 100000) schon zu weit vor-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXIII, p. 348.

geschritten, als dass es noch möglich gewesen wäre, die in den letzten anderthalb Jahren aufgefundenen Spalten am SW.-Abfall des Brockenmassivs in dieselbe aufzunehmen. Es war daher zum Verständniss der nachfolgenden Mittheilungen nöthig, denselben einen Ausschnitt aus der Lossen'schen Karte beizugeben, auf dem jene Bruch- und Gangspalten eingetragen wurden und auch einige sonstige, sich auf meine neueren Beobachtungen in der Gegend von Sieber, Andreasberg und Braunlage stützende Correcturen zur Ausführung gekommen sind. Die Grenzen dieser Karte (Taf. X) wurden so gewählt, dass dieselbe im O. bis in die Gegend von Braunlage, im SW. bis an den Gebirgsrand zwischen Herzberg und Osterode, im NW. bis Zellerfeld und Wildemann reicht. Auf diese Weise tritt der Zusammenhang der Andreasberger Spaltengruppe sowohl mit dem sich ihr im S. anschliessenden Lauterberger Spaltensystem, als auch mit dem Gangnetze des Oberharzer Plateaus deutlich hervor.

Ausserdem wird die Arbeit noch von einer zweiten Karte im Maassstab 1 : 25 000 (Taf. XI) begleitet, die einen Ausschnitt aus den Messtischblättern Andreasberg und Riefensbeek, ebenfalls nach den neuesten Aufnahmen des Generalstabes darstellt und die specielleren geologischen Verhältnisse der Umgebung von Andreasberg, wie sie sich nach meinen eingehenden letztjährigen Untersuchungen darstellen, veranschaulichen soll.

Geologische Verhältnisse des zu betrachtenden Gebietes.

Der im Folgenden zu behandelnde Theil des Harzes gehört dem SW.-Abfall des granitischen Brockenmassivs und den angrenzenden Theilen des Schiefergebirges an und reicht im N. bis auf die Höhe des Brockens und des Bruchberges, im O. bis über die Heinrichshöhe und die beiden Winterberge (nördlich Braunlage) hinaus, im Süden bis in die Gegend der Brunnenbachmühle (südlich Braunlage), des Oderhauses und der Andreasberger Silberhütte, im W. endlich über das Obere Sieberthal hinaus bis auf

den Rücken des Acker. Die allgemeine Bodenabdachung innerhalb dieser Grenzen geht von N. nach S. Die höchste Erhebung (mit 1142 Meter) liegt in der Brockenkuppe, von der aus das Granitmassiv sich nach W. langsam, nach S. schneller abdacht. Nächst dem Brocken tritt als bedeutende Erhebung der gerade, langgedehnte, nach SW. bis an den Gebirgsrand bei Osterode zu verfolgende Quarzitrücken des Bruchberges und Acker (über 900 und 850—700 Meter) hervor. Von tieferen Thaleinschnitten sind zu nennen: das zwischen Brocken und Bruchberg in östlicher Richtung einschneidende Thal der kalten Bode, sowie das Oder- und Sieberthal, welche beide in dieser Gegend eine wesentlich südliche Richtung haben. Das zwischen den Thälern liegende Plateau hat selbst im S. von Andreasberg und Braunlage noch eine sehr beträchtliche, hinter der des Oberharzer Plateaus kaum zurückbleibende (550 bis über 600 Meter betragende) Höhe; und da sowohl das Oder- wie auch das Sieberthal sich sehr rasch vertiefen, so gehören dieselben schon an der Südgrenze unseres Gebietes zu den tiefst eingeschnittenen Thälern des ganzen Gebirges.

Die innerhalb unseres Gebietes auftretenden Ablagerungen des Schiefergebirges gehören gänzlich dem Unterdevon und zwar den beiden ältesten im Harz erscheinenden Stufen desselben, der Tanner Grauwacke und den Wieder Schiefern an.

Die Tanner Grauwacke setzt sich bald aus einer mehr massigen, in dicke Bänke gegliederten Grauwacke, bald aus einem dünnschichtigeren, mürberen Grauwackenschiefer, aber nie aus reineren, dünnblätterigen Thonschiefern zusammen. Gewöhnlich wechseln massige Bänke mit mächtigeren, schieferigen Zwischenlagen. Im frischen Zustande ist die compacte Grauwacke von blaugrauer, die schieferige von blau- bis grünlichgrauer Färbung. Wie allenthalben im Harz, besteht das meist ziemlich fein- bis kleinkörnige, indess hie und da auch grobkörnig werdende Gestein aus wenig gerundeten Körnern von Quarz und Feldspath, sowie aus Fragmenten von Thon- und mitunter Kieselschiefer. An der obersten Grenze ist die in Rede stehende Stufe gewöhnlich aus dünnplattigen Bänken eines feinkörnigen, festen Grauwackenschiefers zusammengesetzt, der nach oben rasch in die wetzschiefer-

artigen Gesteine übergeht, mit denen die Stufe der Wieder Schiefer im W. von Andreasberg zu beginnen pflegt. Diese obersten plattigen Grauwackenschiefer sind ein Aequivalent der namentlich im Ostharze sehr entwickelten, die obere Zone der Tanner Grauwacke bildenden Plattenschiefer.

Von Versteinerungen hat sich in der Tanner Grauwacke unseres Gebietes nichts Anderes gefunden, als hie und da Spuren von Pflanzenresten.

Die Stufe der Wieder Schiefer stellt ein mächtiges System von Thonschiefern mit mannichfachen Einlagerungen von Kiesel- und Wetzschiefern, kalkigen Gesteinen, Quarziten und Grauwacken dar, zu denen in bestimmten Niveaus noch mehr oder weniger zahlreiche und bedeutende Diabaslager hinzuzutreten pflegen.

Die Stufe zerfällt in eine untere und eine obere Abtheilung.

Die untere Abtheilung der Wieder Schiefer beginnt im W. von Andreasberg allenthalben mit einer Zone, die durch mehr oder minder mächtige Einlagerungen von Wetz- und Kieselschiefern ausgezeichnet ist. Local, wie am Ostabhang des Acker, können diese Gesteine so stark entwickelt sein, dass sie nicht mehr als Einlagerungen im Schiefer erscheinen, sondern ein fast reines Wetz- und Kieselschiefersystem bilden. Hie und da treten ganz untergeordnet schwach kalkige Gesteine, selten (wie im Thal der Gr. Kulmke westlich vom Forsthause Schluft) kleine Lager von reinerem Kalk auf. Im O. des oberen Sieberthales verschwinden die Wetz- und Kieselschiefer sehr rasch, während sich die kalkigen Einlagerungen zu grösserer Häufigkeit, wenn auch nirgends zu grösserer Mächtigkeit und Reinheit entwickeln. Grauwacken, die im mittleren und östlichen Harz in Begleitung der Kieselschiefer und Kalksteine im unteren Theile der unteren Wiederschiefer eine nicht unwichtige Rolle spielen, fehlen in dieser Gegend des Harzes so gut wie gänzlich.

Ueber der beschriebenen Zone folgt eine andere, die aus verhältnissmässig reinen, von fremden sedimentären Einlagerungen fast freien Thonschiefern besteht, die aber um so reicher an Einschaltungen von körnigem Diabas zu sein pflegt und daher als Zone der körnigen Diabase bezeichnet werden kann.

Die untere Abtheilung der Wieder Schiefer ist es, welche die bekannte hercynische Fauna beherbergt, eine Fauna, die sich trotz ihres entschieden devonischen Gesammtcharakters (der namentlich in den Cephalopoden [Goniatiten], Trilobiten und Korallen hervortritt), dennoch eine Anzahl älterer, früher allgemein als silurisch betrachteter Formen — darunter besonders Graptolithen — einschliesst. Innerhalb des in Rede stehenden Gebietes sind Versteinerungen dieser Fauna leider nirgends aufgefunden worden — was offenbar mit der grossen Unreinheit und Beschränktheit der kalkigen Einlagerungen zusammenhängt, an welche die hercynische Fauna überall gebunden ist.

Die obere Abtheilung der Wieder Schiefer beginnt, wie allenthalben im Harz, mit der Zone des sog. Hauptquarzits. Dieselbe besteht aus Schiefern, welche mehr oder minder zahlreiche, im Streichen meist nicht lange aushaltende Einschaltungen von Quarzit enthalten, der bald nur in dünnen Bänken zwischen den Schiefern erscheint, bald grössere linsen- oder klotzförmige Massen bildet (wie dies letztere namentlich an der Hohen Tracht zwischen dem Oderthal und Braunlage der Fall ist). Das Gestein ist von dunkelblaugrauer bis hellgrauer oder weisser Färbung, gewöhnlich feinkörnig, von compakter oder schieferiger Beschaffenheit und im letzteren Fall gewöhnlich glimmerreich. In einer vom Forsthause Dietrichsthal (im O. der Oder) über das Drei-Jungfernholz und die Grube Katharina-Neufang nach dem Sieberberge sich erstreckenden Zone zeichnet sich der Quarzit durch ungewöhnlich grobkörnige bis conglomeratische Beschaffenheit und blaulichweisse Färbung aus. Im O. von Andreasberg, besonders in der Umgebung des Drei-Jungferngrabens, sind die den Quarzit begleitenden Schiefer etwas kalkig und schliessen die sogleich zu besprechenden Versteinerungen ein.

Als eine besondere Facies des Hauptquarzits — möglicherweise mit Einschluss der hangenderen Unterdevonschichten — ist auch der feinkörnige, weisse Quarzit anzusehen, der in dicken Bänken mit Zwischenlagen von schwarzem, dünnblätterigem Thonschiefer wechsellagernd, den Kamm und die oberen Gehänge des Acker-Bruchberges zusammensetzt.

Im Gegensatz zur unteren Abtheilung der Wieder Schiefer schliesst die Zone des Hauptquarzits keine ans Silur erinnernde Formen mehr ein, sondern enthält vielmehr lauter solche Arten, die am Rhein im Spiriferensandstein, und zwar in dessen oberstem Niveau, unweit der Basis des Mitteldevon verbreitet sind. In der Umgebung von Andreasberg sind Versteinerungen dieses Niveaus zuerst durch F. A. Römer in der Gegend des Drei-Jungferngrabens entdeckt worden[1]), während ich sie im vorigen Sommer zusammen mit Herrn Studiosus Schneider auf der Höhe des Dreckthalskopfes im Osten der Oder aufgefunden habe. Die Fauna besteht hier aus Homalonotus- und Cryphaeus-Fragmenten, verschiedenen Brachiopoden (bes. *Chonetes sarcinulata*, *Spirifer macropterus* und *speciosus*), Crinoidenstielgliedern etc. Die Fundpunkte dieser Versteinerungen sind auf der Karte Tafel XI durch ein besonderes Zeichen (σ) angegeben worden.

Sehr eigenthümliche, im Niveau des Hauptquarzits oder auch etwas tiefer liegende Glieder des Schiefergebirges sind die sog. Porphyroide. Dieselben bilden einen aus der Gegend östlich Elend über Braunlage bis in die Nähe von Andreasberg zu verfolgenden Zug, der sich aus zahlreichen, meist schmalen und langgezogenen, linsenförmigen Einlagerungen porphyrähnlicher Gesteine zusammensetzt. Die petrographische Ausbildung der Porphyroide ist äusserst wechselnd. Theils sind es Gesteine mit überwiegender dichter, splitteriger, hell- bis dunkelgrauer, hälleflintartiger Grundmasse und vereinzelten, derselben eingesprengten Feldspath- und Quarzkrystallen, theils solche mit zahlreichen grösseren Krystallausscheidungen und sich individualisirender Grundmasse, theils endlich flaserig-schieferige, mehr oder weniger sericitreiche Gesteine mit mehr zurücktretenden Krystallkörnern. Diese Gesteine treten sowohl innerhalb als ausserhalb des Hornfelsgürtels auf, ja zuweilen (wie bei Rübeland) sogar in weiter Entfernung vom Granit, stehen mithin zur Contactmetamorphose desselben in keiner unmittelbaren Beziehung.

---

[1]) Beitr. z. Kenntn. des nordwestl. Harzgeb. I, p. 62; II, p. 3.

Mit der Zone des Hauptquarzits ist das hangendste Glied des Schiefergebirges erreicht, welches in dem zu betrachtenden Gebiete auftritt.

Was die Eruptivgesteine betrifft, so treten körniger Diabas, Granit, Quarzporphyr und Melaphyr auf.

Das Vorkommen des körnigen Diabases ist ganz auf den oberen Theil der unteren Wieder Schiefer beschränkt. Das Gestein besteht aus einem klein- bis mittel-, seltener grobkörnigen Gemenge von Plagioklas (Labrador) und diallagähnlichem Augit mit etwas Magneteisen, Titaneisen und Apatit und ist in Folge chloritischer Zersetzungsproducte des augitischen Bestandtheils stets mehr oder weniger intensiv grün gefärbt. Hie und da kommen auch mandelsteinartige Abänderungen vor.

In ungewöhnlich mächtigen und weit fortsetzenden Massen erscheint der Diabas im S. von Andreasberg zwischen dem Sperrlutter- und Brunnenbachthale. In diesen grossen, geschlossenen Massen ist das Gestein meist sehr feinkörnig bis fast dicht oder durch Hervortreten einzelner grösserer Feldspathkrystalle porphyrartig und besitzt oft zugleich eine ausgezeichnete sphäroidische Absonderung (Wäschgrund, Chaussee Andreasberg-Oderhaus und Oderhaus-Blaufarbenwerk). Aber auch diese grossen Diabaspartieen sind nicht gang- oder stockförmige Massen, sondern — wie alle Harzer Diabase — eruptive Lager.

Contactbildungen sind an den Diabasen des zu betrachtenden Gebietes verhältnissmässig schwach entwickelt. Dieselben sind meist fleckschieferartige Gesteine, die bekannten Spilosite (SW.-Abhang des Sieberberges u. a. a. O.), seltener flintähnliche, zuweilen gebänderte Adinolgesteine, Desmosite (bes. in der Schlucht im S. der Andreasberger Pulvermühle, zwischen dem Matthias-Schmidtsberge und dem Forstorte Schleife).

Der Granit zeigt überall die auf der ganzen W.- und S.-Seite des Brockenmassivs herrschende Beschaffenheit. Er stellt ein graues bis röthliches, meist mittelkörniges Gemenge von röthlichem Orthoklas, grünlichem Oligoklas, graulichem Quarz und schwarzem Glimmer dar. Nach den Rändern verdichtet sich das Gestein und erhält eine feinkörnige bis fast dichte Grundmasse,

aus der nur einzelne grössere Feldspathkrystalle porphyrartig vorzutreten pflegen. Am äussersten Rande, an der Auflagerungsfläche des Hornfelses und ebenso in schmalen Apophysen verschwinden auch jene Krystallausscheidungen und es bleibt ein felsitisch aussehendes, glimmerarmes, aber häufig turmalinreiches Gestein übrig. Ueberhaupt spielt in der Rand-Zone des Granits Turmalin in Begleitung anderer Mineralien, wie Flussspath, Granat etc., eine Rolle. Ausser durch die Verdichtung des Gesteins pflegen die Granitränder auch durch mehr oder weniger zahlreiche, arm- bis oft kaum fingerdicke Apophysen ausgezeichnet zu sein. Besonders berühmt sind seit alter Zeit die Granitapophysen am Rehberger Graben; aber auch an der gegenüberliegenden Thalseite am Hahnenklee, an der Wand unter dem Königskopf, am Ostrand der kleinen Granitpartie im Forstorte Dietrichsthal etc. kann man nicht minder schöne Granitadern im Hornfels beobachten.

Fast allenthalben zeigt der Granit eine starke Zersetzung, durch die er oftmals bis auf grosse Tiefe zu Grus aufgelöst ist. Es bleiben dabei nur einzelne widerstandsfähigere Gesteinspartieen in Form grosser sphäroidischer Blöcke zurück, welche nach Fortführung des Gruses die Gehänge oftmals als förmliche Felsenmeere bedecken.

Granitgänge kommen in der in Rede stehenden Gegend nur an zwei Punkten vor: einmal auf dem Sonnenberge, an der sog. Zinngrube, wo im Hornfels der Tanner Grauwacke ein auf dem dichtbewaldeten moorigen Plateau nicht weit zu verfolgender, nur durch ein paar alte Schächte aufgeschlossener, sehr turmalinreicher Gang aufsetzt[1]), und zweitens auf dem Steinfelde westlich Braunlage, wo zwischen den dortigen Erzgängen ein sehr zersetzter, selbst von der Erzbildung ergriffener und mit Kalkspath und Quarztrümern sowie mit Erzkörnern und -Fünkchen erfüllter, fast glimmerfreier Turmalingranit auftritt, dessen Feldspath — wie, weniger stark auch am Sonnenberger Gang — zum grossen Theil

---

[1]) Die glänzenden hemiëdrischen Turmalinkrystalle wurden seiner Zeit mit Zinnstein verwechselt und diese Verwechselung gab Veranlassung zur Anlage einiger kleiner Versuchsbaue.

in ein gelbgrünes steinmarkähnliches Mineral umgewandelt ist. Beide Gänge besitzen ein ostwestliches Streichen.

Die Contactbildungen des Granits sind viel mannichfaltiger als die des Diabases, was damit zusammenhängt, dass derselbe nicht — wie der letztere — blos zwischen Thonschiefern auftritt, sondern auch mit Grauwacken, kalkigen Gesteinen, Quarziten, Diabasen, kurz mit den aller verschiedensten Gliedern des Schiefergebirges in Berührung kommt. Die Gesammtheit der durch Granitmetamorphose veränderten Gesteine bezeichnet man mit einem Harzer Vulgärnamen als Hornfels — eine Bezeichnung, die auch ganz brauchbar ist, wenn man nicht vergisst, dass damit kein Gestein von bestimmter petrographischer Beschaffenheit gemeint ist.

Bei schieferigen Gesteinen spricht sich der Beginn der Metamorphose in einer allmählich immer stärker werdenden Härtung des Gesteins, verbunden mit einem Undeutlichwerden und endlichem Verschwinden der Schieferstructur aus. Es entstehen harte, splitterige, muschelig brechende, dunkelblau bis violettschwarze, auf den ersten Blick fast basaltähnliche Gesteine, die aus einem kryptokrystallinischen Gemenge vorwaltend von Quarz und braunem Glimmer bestehen. Bei noch stärkerer Metamorphose werden die Gesteine deutlicher körnig — es tritt namentlich der Glimmer oft in deutlichen Blättchen hervor — und die schwarze Färbung macht einer mehr violettbraunen Platz. Am Südrande des Brockenmassivs, zwischen Andreasberg, Braunlage und Elend spielen unter den schwächer veränderten, der äusseren Region der Contactzone angehörigen Gesteinen Knotenschiefer eine nicht unwesentliche Rolle, ohne indess eine constante, zusammenhängende Zone zu bilden.

Die Grauwacken verlieren bei der Metamorphose ebenfalls allmählich ihre Schichtung und werden zu harten, klingenden dunkelbläulich- bis violettgrauen, scheinbar gleichartigen Gesteinen, deren Zusammensetzung aus verschiedenartigen Bestandtheilen oft nur noch auf der Verwitterungsrinde zu erkennen ist.

Kalkige Gesteine werden theils in hellfarbige, grünlichweisse bis rein weisse Kalksilicate verwandelt, theils aber, wenn sie reiner sind, in zuckerkörnigen, krystallinischen Kalk, der mit

verschiedenen derben, krystallinischen oder auch krystallisirten Silicaten — darunter besonders Grossular und Epidot — durchwachsen ist. Reineren weissen Kalkhornfels findet man längs des Wasserlaufs im W. der Glückaufer Klippen bei Andreasberg, sowie gleich oberhalb der Braunlager Glashütte, sehr schöne schwarz- und weissgebänderte Gesteine besonders am Abhang des Sonnenberges, längs der im Gr. Sonnenthal nach der Schluft führenden Chaussee. Körnige Kalke mit krystallinischen Silicaten kommen in unserem Gebiete nur in beschränkter Weise im Thale der Gr. Schluft oberhalb des gleichnamigen Forsthauses vor.

Quarzitische Gesteine werden im Allgeinen wenig verändert, und zwar um so weniger, je reiner sie sind. Am Abhang des Bruchberges gegen den Oderteich spielt Turmalin nicht nur auf Schichtenfugen und Adern, sondern als die Masse des Gesteins selbst durchdringende und pigmentirende Substanz local eine Rolle. Auch im Forstort Dietrichsthal treten am N.-Abhang des mittleren Dreckthals turmalinreiche, durch lagenweise Anhäufung des Minerals zum Theil gebänderte Hornfelse auf. Auch sie waren vielleicht, da sie wohl der Zone des Hauptquarzits angehören, ursprünglich quarzitische Schiefer.

Bei Diabasen endlich macht sich die Umwandlung darin bemerkbar, dass ihre Grundmasse ebenfalls hart und splittrig wird und eine dunkelviolette bis schwarze Färbung annimmt, während die Feldspäthe z. Th. in Epidot, und die ursprünglichen Kalkspathmandeln mandelsteinartiger Abänderungen in krystallisirten Grossular umgewandelt werden (bes. schön in den sog. Berglöchern s. w. Braunlage und in der Umgebung des alten Brunnenbacher Teiches).

Die Breite der Contactzone des Granits wechselt sehr und hängt wesentlich von der Art des veränderten Gesteins ab. Am leichtesten werden kalkige Gesteine umgewandelt. Sie sind daher oftmals metamorphosirt, wo die umgebenden Schiefer kaum noch eine Spur von Umwandlung erkennen lassen. Thonschiefer werden leichter metamorphosirt, als Grauwacken, diese wieder leichter, als kieselige und quarzitische Gesteine. Auf der Karte Taf. XI ist der Versuch gemacht worden, die äussere Grenze der Contact-

wirkungen des Granits durch eine Linie anzugeben. Dabei muss indess hervorgehoben werden, dass die Metamorphose nach aussen ganz allmählich ausläuft und ihre Abgrenzung daher immer etwas Subjektives behält.

Das Vorkommen des Quarzporphyrs beschränkt sich auf einen Gang am grossen Königsberge n. w. Andreasberg. Obwohl nur wenige Meter breit, hat sich derselbe doch mit nordwestlicher Streichrichtung über 1 Kilometer weit verfolgen lassen. Im mittleren Theil der Gangspalte besitzt das Gestein zahlreiche grosse Krystallausscheidungen von Feldspath und Quarz und stimmt darin, sowie auch im ganzen übrigen Habitus, mit den grosskrystallinischen Quarzporphyrgängen der Gegend von Lauterberg überein. An den Saalbändern aber wird das Gestein dicht und sphärolitisch und gleicht hier ganz dem Porphyr des Ganges am Scharzfelder Zoll unweit der Bahnstation Lauterberg-Scharzfeld.

Auch das Vorkommen des Melaphyrs scheint sich auf einen einzigen, kurzen Gang im Bremkethal östlich Braunlage zu beschränken[1]), der gleich den zahlreichen, in der Gegend von Elbingerode und Rübeland auftretenden Eruptivgesteinsgängen nordsüdlich streicht. Das feinkörnige, lichtgraue Gestein setzt sich aus reichlichem, stark glänzenden, dunkelen Glimmer, Augit und Plagioklas zusammen. Im Unterschied vom Diabas hat es eine etwas prismatische Absonderung und bedeckt sich mit einer scharf abgesetzten, lichtbraunen Verwitterungsrinde.

Ausser den beschriebenen Gesteinsbildungen treten in unserem Gebiete nur noch Alluvial- und Diluvialablagerungen auf. Den ersteren gehören die Absätze in den meist engen Thalsohlen an. Ein diluviales Alter dagegen möchten die merkwürdigen, wallförmigen Schuttanhäufungen haben, die man im Thal der Kalten und der Warmen Bode, im oberen Sieberthal und besonders im Oderthal oberhalb des Andreasberger Rinderstalles beobachtet, wo sie stellenweise bis über 20 Meter Höhe erreichen. Vorherrschend aus zerriebenem, lehmigen Granitsand bestehend, enthalten

---

[1]) Auf der Karte Taf. X ist dieser Gang mit der Farbe des Quarzporphyrs gedruckt worden.

diese Wälle auch zahlreiche, kaum gerundete Hornfelsgeschiebe, die oft stark polirt und mit Schrammen und Ritzen bedeckt sind. An einer anderen Stelle habe ich meine Ansicht, dass die fraglichen Steinwälle Reste alter Moränen darstellen, näher zu begründen versucht[1]).

Was nun die Lagerungsverhältnisse der im Vorstehenden geschilderten Schichten betrifft, so stellen dieselben im Allgemeinen ein System von SW. nach NO. streichender, überkippter Falten dar, deren Flügel fast ausnahmslos unter grossen Winkeln gleichsinnig nach SO. einfallen. Dies gilt ebensowohl für die im SW. des Brockenmassivs verbreiteten Unterdevonbildungen, wie für die an diese im N. des Acker- und Bruchberges angrenzenden, die Hauptmasse des Clausthaler Plateaus bildenden Culmschichten. Demgemäss macht sich im ganzen uns beschäftigenden Gebiete ein Alterniren von grösseren Sattelfalten (Luftsätteln) und zwischen diesen liegenden, aus jüngeren Gesteinsablagerungen bestehenden Muldenfalten geltend.

Eine derartige Hauptfalte, nicht nur für die hier zu betrachtende Gegend, sondern für das gesammte Gebirge, stellt der lange Zug von Tanner Grauwacke dar, der sich von Scharzfeld und Lauterberg am SW.-Rande des Gebirges quer durch dasselbe hindurch bis nach Gernrode am N.-Rande verfolgen lässt und eine grosse Sattelzone bildet, an die sich im Mittel- und Ostharz sowohl nach N. als auch nach S. die jüngeren Glieder des Schiefergebirges in symmetrischer Weise anschliessen.

An diesen Grauwackenzug grenzt in unserem Gebiete nördlich eine grössere Schichtenmulde an, die aus Wieder Schiefern bestehend, die südwestliche Fortsetzung der grossen, in ihren centralen Theilen aus jüngeren Devonbildungen zusammengesetzten Elbingeroder Mulde darstellt. Bei Braunlage noch von ziemlicher Breite, verschmälert sich diese Mulde schon im W. des Oderthales beträchtlich, um sich südwestlich Andreasberg in zwei schmale Arme zu theilen, von denen der nördliche bis an den Gebirgsrand in der

---

[1]) Verhandl. der Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin, December-Sitzung 1881.

Gegend von Herzberg zu verfolgen ist, während der südliche schon vorher sein Ende erreicht.

Wie im S. so wird die genannte Mulde auch im N. von Tanner Grauwacke begrenzt, die hier in grosser Breitenausdehnung bis auf den Abhang des Acker hinaufreicht. Im W. des oberen Sieberthales sehr zusammenhängend, ist der fragliche Grauwackenzug im O. des genannten Thales durch Dislocation und Denudation in eine Reihe schollenförmig auf dem Granit aufliegender Partieen aufgelöst worden. Solche durch Granitcontact umgewandelte Grauwacken-Schollen sind der Reh- und Sonnenberg, der Hahnenklee, der Königskopf, der berühmte Kegel der Achtermannshöhe etc. Die Kuppen des Wormberges und der beiden Winterberge sind ebenfalls inselförmige, dem Granit aufgesetzte Hornfelskuppen; sie bestehen indess nicht aus Grauwacke, sondern aus Schieferhornfels.

An die beschriebene Grauwackenzone schliesst sich im Norden eine neue Zone an, die aus Schichten der Wieder Schiefer bestehend, den langen hohen Gebirgsrücken des Bruch- und Ackerberges bildet. Aus Kiesel- und Wetzschiefern, Diabas-führenden Thonschiefern und mächtigen Quarziten zusammengesetzt, stellt der fragliche Rücken sammt den ihm im N. vorgelagerten Bergzügen eine Reihe von Schichtenfalten dar, die weiter nördlich unter Verhältnissen, deren völlige Klarlegung erst von der bis jetzt noch nicht abgeschlossenen Kartirung dieses Gebietes zu erwarten ist, mit Culm-Kieselschiefern und -Grauwacken zusammenstossen.

Es sei zum Schluss noch hervorgehoben, dass ebenso, wie die Schichten im Grossen zu Sätteln und Mulden gefaltet sind, sie auch im Kleinen wieder aus zahllosen Falten bestehen. Die zahlreichen localen Wiederholungen eines älteren Schichtengliedes inmitten des herrschenden jüngeren, oder umgekehrt, ebenso wie die vielfachen Biegungen, Windungen und Stauchungen der schieferigen Gesteine sind die Folge dieser bis ins Kleinste gehenden Faltung. Dieselben sprechen ebenso für den gewaltigen Druck, dem die Schichten ausgesetzt gewesen, wie auch die compacteren Gesteine, trotz des noch bestehenden äusseren Zusammenhanges, nicht selten zu beobachtende vollständige innere Zer-

brechung zeigen. Besonders gut kann man diese Zertrümmerung an den grossen Diabasmassen im Süden von Andreasberg (im Wäschgrund und anderweitig) beobachten, wo das Gestein aus lauter kleinen, polytom-prismatischen, gegen einander verschobenen Fragmenten besteht, welche infolge der stattgehabten Gleitung allenthalben kleine Rutschflächen, Harnische und Spiegel erkennen lassen.

Das Spaltensystem am SW.-Abhange des Brockenmassivs.

Als Ausgangspunkt für die Betrachtung der Bruch- und Gangspalten in der Gegend von Braunlage und Andreasberg will ich die zuerst bekannt gewordene, grosse, im oberen Oderthal verlaufende Bruchlinie wählen, die im Folgenden der Kürze halber als Oderspalte bezeichnet werden soll. Herrn v. Groddeck gebührt das Verdienst, den ersten Anstoss zur Entdeckung dieser für das Andreasberger Spaltensystem so überaus wichtigen Bruchlinie gegeben zu haben. Dem genannten Forscher war es nämlich zuerst aufgefallen, dass der Quarzit des Bruchberges, der an der Steilen Wand fast geradlinig am Granit abschneidet, in seiner Fortsetzung an den Lerchenköpfen (im O. des oberen Kellwasserthales) nach N. verschoben ist, und dass eine Verschiebung in demselben Sinne auch an den nördlich vom genannten Quarzitzuge liegenden, dem Culm angehörigen Kieselschieferzügen am Schwarzen- und Ochsenberge einerseits und am Spitzenberge andererseits hervortritt. Als Bestätigung seiner Vermuthung, dass hier eine grosse Verwerfung vorliege, gelang es Herrn v. Groddeck, im Kellwasserthale eine grössere, mit blauen Letten, Gangthonschiefer, Kalkspath, Quarz- und Schwefelkiesconcretionen erfüllte Gangspalte aufzufinden [1]). Der fragliche Gang streicht h. 12 und fällt steil nach O.; und da die Schichten auf beiden Seiten desselben nach S. einfallen, so liegt hier eine normale Verwerfung vor, bei welcher das hangende (östliche) Gebirgs-

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1877, S. 440.

stück gesunken und der Fallrichtung entgegen, also nach N. verschoben ist.

Im O. von Andreasberg ist im N. der grossen Diabasmasse im Oderthal eine ähnliche Schichtenverschiebung zu beobachten, die sich sowohl im Verlauf der Südgrenze der Tanner Grauwacke gegen den Wieder Schiefer, als auch in der Lage der kalkigen Zone der unteren Wieder Schiefer auf beiden Thalseiten deutlich ausspricht. Auch hier erscheinen die im O. des Thales liegenden Schichten nach N. verrückt; und dass sie in der That ein längs einer Verwerfung abgesunkenes Gebirgsstück darstellen, geht aus dem Umstande hervor, dass die Auflagerungslinie der Grauwacke auf dem Granit, die auf der westlichen Thalseite am Abhang des Rehberges nirgends unter das Niveau des Rehberger Wasserlaufes herabsinkt, auf der gegenüberliegenden Thalseite, am Fusse des Hahnenklee, noch unter der Thalsohle, also über 400 Fuss tiefer liegt, so dass hier eine vertikale Senkung von mindestens demselben Betrage stattgefunden haben muss. Diese Thatsachen waren es, die mein College LOSSEN schon vor mehreren Jahren aus meinen damaligen ersten Uebersichtsaufnahmen der Gegend von Andreasberg und Braunlage herauslas, und die ihn zur Annahme einer grösseren in diesem Theile des Oderthales verlaufenden Verwerfung führten. Indem er alsdann diese Verwerfung in scharfsinniger Weise mit dem durch v. GRODDECK im Kellwasserthale nachgewiesenen Sprung combinirte, ergab sich eine einzige gewaltige Dislocation, die Oderspalte. Dabei blieb freilich das ununterbrochene Fortsetzen der Verwerfung durch den Granit hindurch bis an die Steile Wand vorerst noch eine blose Hypothese. Erst im vorigen Sommer gelang es Herrn LOSSEN und mir selbst, an mehreren Stellen das Vorhandensein von Gangquarz auf der Spalte nachzuweisen: so an verschiedenen Punkten zwischen der Steilen Wand und dem Oderteich, so längs der ganzen Ostseite des letzteren, so besonders unterhalb des genannten Teiches, in der grossen Serpentine der ins Thal hinabsteigenden Chaussee, wo weisser Gangquarz in Begleitung von Manganoxyden in zahlreichen Blöcken angehäuft ist, so endlich am Westrande der merkwürdigen kleinen Grauwackenkuppe, welche auf der rechten Seite

der Oder, gegenüber der Einmündung des Dietrichsthales liegt und nur durch Thalerosion von der unterhalb der Einmündung des genannten Thälchens liegenden Grauwackenpartie getrennt ist.

Was das Südende der Oderspalte betrifft, so nahm Herr Lossen ursprünglich an, dass dieselbe bis an die grosse Diabasmasse oberhalb des Oderhauses heranreiche, die ihrem Weiteraufreissen gewissermaassen einen undurchdringlichen Damm entgegengesetzt habe; nachdem er aber später am Nordrande der kleinen am Andreasberger Rinderstall liegenden Granitkuppe einen südöstlich streichenden, bis über das untere Dreckthal hinaus zu verfolgenden Quarzgang aufgefunden hatte, nahm er an, dass dieser Gang das Ende der Oderspalte bilde; und so ist es auch auf der Lossen-schen Uebersichtskarte des Harzes dargestellt. Es soll indess weiter unten gezeigt werden, dass die Oderspalte schon vorher endigt, das eben erwähnte Gangstück aber einer anderen Spalte angehört.

Ein weiterer Schritt zur Klarlegung des uns beschäftigenden Spaltensystems geschah im Herbst 1880, wo es mir gelang, im N. von Andreasberg eine zweite grosse Verwerfungsspalte nachzuweisen, die aus der Gegend des Andreasberger Rinderstalles in nordwestlicher Richtung durch das Andreasberger Kellwasserthal und das Fischbachthal nach dem Forsthause Schluft (im oberen Sieberthale) und von dort über den Kamm des Acker hinüber verfolgt werden konnte. Während diese gewaltige Bruchlinie, die im Folgenden kurz als Ackerspalte bezeichnet werden soll, auf der ganzen Erstreckung zwischen dem Oder- und Sieberthale die Grenze zwischen Granit und Grauwackenhornfels bildet und daher ihre Rolle als Gebirgsverwerfer nicht auf den ersten Blick dokumentirt, so tritt diese Rolle in der weiteren Fortsetzung der Spalte nach W. in handgreiflicher Weise hervor durch die sehr erhebliche Querverschiebung, welche sämmtliche den Körper des Acker bildende Schichten längs der fraglichen Linie erfahren haben. So stossen gleich westlich vom Forsthause Schluft die Wetzschiefer der tiefsten Zone der Wieder Schiefer und die Schichten der darüber liegenden Diabaszone gegen die Tanner Grauwacke ab, und noch deutlicher zeigt sich die Verschiebung an der den Kamm des Acker bildenden Quarzitmasse.

Auch längs dieser Spalte sind, ebenso wie längs der Oderspalte, die im O. der Dislocation liegenden Schichtentheile nach N. verschoben, so dass wahrscheinlich auch die Ackerspalte nach O. einfällt und auch hier eine echte Verwerfung (mit Senkung des Hangenden) vorliegt.

Von besonderem Interesse war die Wahrnehmung, dass auf der ganzen Erstreckung der Spalte vom Oderthal bis über das Sieberthal hinaus fast allenthalben grosse Massen von weissem, derbem bis drusigem, stellenweise von Eisen- und Manganoxyden begleitetem Gangquarz auftreten. Im Kellwasser- und besonders im obersten Fischbachthale bilden diese Gangmassen oft viele Centner schwere Blöcke — und sie waren es, die mich zuerst auf die Vermuthung einer grossen Verwerfung führten. In der Nähe der Schluft, auf beiden Seiten des grossen Sonnenthals, treten als Begleiter des Quarzes auch Rotheisenstein und (wie mir Herr Bergrath STRAUCH in Andreasberg versichert hat) in grösserer Tiefe auch Kupfererze auf, auf welche letztere im vorigen Jahrhundert die Grube »Vereinigter Theuerdank« gebaut hat.

Im Herbst 1880 ging ich der Ackerspalte nur bis an den oberen Anfang des Sösethals nach; im vergangenen Sommer aber ist es mir Dank der freundlichen Unterstützung des Herrn v. GRODDECK gelungen, dieselbe noch weiter nach W. zu verfolgen. Da, wo im N. des Ackerberges die Devonschichten mit dem Culm zusammenstossen, ist die Querverschiebung noch deutlich zu erkennen, und wenn auch hier — wie im N. des Ackers überhaupt — Gangquarz nirgends nachgewiesen werden konnte, so weist doch ein am Fusse des Ifenkopfes, unmittelbar an der Söse (wie es heisst, auf Kupfererze) in den Berg getriebener Stolln auf das Vorhandensein von Ausfüllungsmassen in der Spalte hin. Weiter nach W., wo die Dislocation in die grosse Grauwackenpartie des Mittel- und Schwarzenberges eintritt, konnten sichere Anhaltspunkte für ihren Verlauf nicht gewonnen werden. Erst am Nordabhange des Schwarzethals wurden wieder einige kleine Pingen angetroffen, und etwas weiter westlich, im Thale der alten Riefensbeek, stiessen wir am Abhange des Berghauptmannskopfes auf einen alten Stolln, und noch weiter nach Westen endlich, im Hangen-

thal, auf ein Schwerspathvorkommen, in dessen Nähe ebenfalls Spuren eines ehemaligen Bergbaues zu erkennen waren.

Da alle diese Punkte in der Verlängerung der Ackerspalte liegen und da an derselben Linie der Kieselschieferzug des Berghauptmanns- und Brandkopfes eine deutliche kleine Verschiebung zeigt (an der Stelle, wo der oben erwähnte alte Stolln liegt), so darf man annehmen, dass die fragliche Linie die Fortsetzung der Ackerspalte bildet. Dieselbe würde dann in diesem Theil ihres Verlaufes ein viel westlicheres Streichen haben, als jenseits des Ackerberges; es muss indess hervorgehoben werden, dass sich schon viel weiter östlich, im obersten Sösethal, am Fusse des Vosshai und Ifenskopfes, eine allmähliche Richtungsänderung aus NW. nach WNW. bemerklich macht.

Das Westende der Ackerspalte konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Vielleicht setzt sie noch weiter fort, bis an den Grünsteinzug oder durch denselben hindurch. Für die letztere Annahme könnten die auffälligen Unregelmässigkeiten (die mehrfachen Verschiebungen des [Stringocephalen-] Eisensteinlagers in der Mitte des Grünsteinzuges und die grosse Breite des letzteren im S. des Ziegenberger und Bärenbrucher Teiches im Vergleich zu derjenigen im NO. des letztgenannten Teiches) sprechen, welche der Grünsteinzug gerade zeigt, wo ihn eventuell die Ackerspalte schneiden würde. Setzt die Ackerspalte in der That durch den Grünsteinzug durch, so könnte sie sogar möglicherweise mit dem in W. von Buntenbock aufsetzenden, Spatheisenstein-führenden Gängen der Borchers'schen Gangkarte, deren östliches Ende noch nicht ermittelt ist, in Zusammenhang stehen.

Ausser der Ackerspalte wurde noch ein kleinerer, nördlicher Parallelsprung nachgewiesen. Derselbe verläuft nördlich vom Steinkopf, Vosshai und Ifenkopf und dokumentirt sich sowohl durch deutliche Schichtenverschiebungen, als auch dadurch, dass der breite, über das Dammhaus streichende, sowie ein anderer, schmälerer, weiter westlich liegender Kieselschieferzug an der Verwerfung abschneiden. Auch auf dieser Spalte wurden mehrere alte Bergwerkspunkte aufgefunden, so im Thale des Gr. Ifenbachs und in der Haldenkappe, in welcher letzteren an der Stelle, wo

der westlichere Kieselschieferzug abgeschnitten wird, eine bedeutende alte Halde beobachtet wurde. Auch bei dieser Spalte macht sich ganz dieselbe allmähliche Richtungsänderung aus NW. in WNW. geltend, wie bei der Ackerspalte. Es ist nicht zu verkennen, dass sich darin eine Annäherung an die herrschende Streichrichtung der benachbarten Clausthaler Gänge ausspricht.

Nicht unerwähnt darf der auffällige Einfluss bleiben, den die beiden beschriebenen Spalten auf die Richtung des Quarzitrückens des Acker-Bruchberges ausüben. Während nämlich die Kammlinie beider Berge in ihrer ganzen Länge fast schnurgerade in östlicher Richtung verläuft, besitzt das niedrigere, dieselben verbindende Zwischenstück eine abweichende, fast genau nördliche Richtung. Dieses Verbindungsstück fällt nun aber gerade zwischen unsere beiden Verwerfungsspalten und darin liegt die Erklärung für seine abweichende Richtung. Diese Verhältnisse treten auf Tafel X, wo der Verlauf der Kammlinie durch den in die Karte eingetragenen, sich immer auf der höchsten Höhe haltenden, sog. Fastweg angegeben ist, deutlich hervor.

Es ist nun noch die Art der Vereinigung der Acker- und Oderspalte zu betrachten. Von der ersteren war oben bemerkt worden, dass sie von der Stelle im Oderthal ausläuft, wo das Andreasberger Kellwasser in das letztere einmündet. Dieser Punkt bezeichnet indess noch nicht das äusserste Ende der Ackerspalte. Dieselbe setzt vielmehr auch auf die linke Seite des Oderthals hinüber, und zwar in Gestalt eines auf der Grenze von Granit und Hornfels aufsetzenden Quarzganges, der — wie eine Anzahl alter Schacht- und Pingenlöcher vermuthen lassen — auch Erze führt. Dieser Gang reicht noch etwas über das Untere Dreckthal hinaus und tritt so fast in unmittelbare Verbindung mit einem der weiter unten zu besprechenden, im Forstorte Dreckthal aufsetzenden, nordsüdlich streichenden Erzgänge.

Was nun die Oderspalte betrifft, so reicht dieselbe nach S. nicht bis an den Punkt, wo die Ackerspalte das Oderthal schneidet. Sie vereinigt sich daher auch nicht mit der letzteren, sondern hört schon vorher an einer, das letzte Ende der Ackerspalte begleitenden, nördlichen Parallelspalte auf.

Es ist das ein Gang, der auf der W.-Seite der Oder wesentlich nur Quarz, auf der O.-Seite aber ausserdem noch Kalkspath und, wie es scheint, Kupfererze führt. Im O. der Oder bildet derselbe die S.-Grenze der Dietrichsthaler Granitpartie, im W. des Flusses aber ist zwischen ihm und der Ackerspalte eine Scholle von Tanner Grauwacke bis in das Niveau des Oderthals eingesunken, und da endlich, wo der Gang unterhalb des Rehberger Grabens die Granit-Grauwackengrenze trifft, zeigt diese eine sehr auffällige Zerreissung. Das östliche Ende dieser Nebenspalte der Ackerlinie liegt auf der Höhe des Dreckthalskopfes, zwischen den beiden Gipfeln dieses Berges. Nach S. schliesst sich ihr — ganz ähnlich, wie auch der Ackerspalte — ein hora 12 streichendes, Pingen-tragendes, Gangstück an.

Ich gehe nun zur Betrachtung der zahlreichen auf beiden Seiten der Oder liegenden, der Ackerspalte parallen Bruch- und Ganglinien über, schicke aber zunächst einige allgemeinere Bemerkungen voraus. Alle jene Spalten, die besonders im O. des Oderthales sehr zahlreich und z. Th. von beträchtlicher Länge sind, stellen gleich der Ackerspalte Querzerreissungen dar, die einem grossen System nordwestlich (oder in hercynischer Richtung) streichender Bruchlinien angehören. Alle geben sich innerhalb der Sedimentärschichten durch die an ihnen zu beobachtenden Verrückungen der correspondirenden Schichten als Verwerfer zu erkennen. Fast überall, wo nicht Schutt-, Wald- oder Moorbedeckung die Beobachtung behindern, findet man auf diesen Spalten Gangmineralien, besonders weissen Gangquarz, sowie hie und da auch Eisen- und Manganerze, welche vielfach zu alten Bergbauversuchen Veranlassung gegeben haben. Wenn man andererseits an manchen gut aufgeschlossenen Stellen keine Mineralausfüllungen nachweisen kann, so darf man nicht vergessen, dass eine Gangspalte keineswegs überall mit solchen Ausscheidungen erfüllt zu sein braucht, sondern dass sie stellenweise nur mit leicht zu übersehenden Gangletten erfüllt oder auch ganz unterbrochen sein kann.

In dem hier behandelten Gebiete sind Mineralausscheidungen und zwar besonders Gangquarz sehr verbreitet und haben mir bei der Verfolgung der Spalten die allergrössten Dienste geleistet. Nur mit ihrer Hülfe war es möglich die meisten Spalten aus dem Schiefergebiete in den Granit hinein zu verfolgen, sowie auch ganz im Granit liegende Spalten aufzufinden und damit den Beweis zu liefern, dass die fraglichen Spalten den Granit überall mitverworfen haben.

Ein anderes schätzbares Hülfsmittel für die Auffindung und Verfolgung der Bruchlinien bot die Beschaffenheit des Granits. Während derselbe nämlich an seinen ursprünglichen Erstarrungsrändern überall eine feinkörnige bis nahezu dichte Beschaffenheit und meist zugleich eine porphyrische Ausbildung zeigt (wie man sie am Rehberger Graben, an der Ostseite der Dietrichsthaler Granitpartie, im Ellrichswasser und im Thal der Warmen Bode oberhalb Braunlage beobachtet), so zeigt der Granit an anderen Grenzlinien nicht diese verdichtete, sondern vielmehr eine vollkrystallinische, grobkörnige Structur, wie sie unter normalen Umständen nur da anzutreffen ist, wo das Gestein einem tieferen, der ursprünglichen Verbreitungsgrenze ferner liegenden Niveau angehört. In solcher grobkörnigen Beschaffenheit erscheint der Granit z. B. längs der ganzen Ackerspalte und deren später zu besprechenden südlichen Nebenspalte, und darin liegt mit ein Beweis, dass man es hier nicht mit einem ursprünglichen, sondern mit einem durch eine Verwerfung gegebenen Granitrande zu thun hat.

Auch im Oderthal kann man ähnliche Beobachtungen machen. Wie nämlich mein Freund Lossen zuerst wahrgenommen hat, hat der Granit der linken Thalseite unter- und besonders oberhalb der Einmündung des Kl. Rauschenbachthales eine ausgezeichnet porphyrische Ausbildung, verbunden mit einer unregelmässig prismatischen Absonderung, wie dies bei der Nähe der Hornfelsgrenze als ganz normal erscheint; auf der gegenüberliegenden Thalseite aber, unter dem Rehberger Graben, steht ein grobkrystallinisches, zu Grus zerfallendes Gestein an (welche Auflösungsart bei der dichten Abänderung nicht vorkommt), an dem sich keine Spur

von prismatischer Zerklüftung erkennen lässt. Es treten hier somit zwei ganz abweichende, einem wesentlich verschiedenen Erstarrungsniveau entsprechende Granitvarietäten auf — eine Erscheinung, die nur durch Annahme einer zwischen beiden Thalseiten hindurchlaufenden Verwerfung erklärt werden kann.

Hinsichtlich der Darstellungsweise der Spalten auf den beiden begleitenden Karten sei noch bemerkt, dass ich bemüht gewesen bin, alles Gedachte und Construirte vom positiv Beobachteten möglichst zu trennen. Daher ist der Verlauf der Spalten überall, wo derselbe nicht durch Mineralausfüllungen oder Schichtenverschiebungen festgestellt werden konnte, nur mit gestrichelten Linien angegeben worden.

Mineralausscheidungen auf den Spalten sind nur da angegeben, wo dieselben, sei es auch nur in beschränkter Weise, beobachtet wurden. Doch muss ich für den, der die Gegend von Andreasberg mit meiner 25000-theiligen Karte begeht, noch hervorheben, dass man Gangausscheidungen öfters schon in einiger Entfernung von der Stelle beobachten kann, wo ich einen Gang angebe. Dies erklärt sich daraus, dass in Wirklichkeit wohl nur selten ein einziger geschlossener Gang vorliegt, wie ihn die Karte darstellt, sondern meistens wohl eine Mehrzahl sich schaarender oder von dem Hauptgange ablaufender Nebentrümer, oder endlich in anderen Fällen einer oder mehrere, den Hauptgang begleitende Nebengänge. Ich habe Grund, das Vorhandensein zahlreicher derartiger, mit krystallinischem oder krystallisirtem Qangquarz ausgefüllter Nebenspalten besonders für die Gänge im NO. des Oderteiches zu vermuthen; der Maassstab der Karte und vor Allem die Aufschlüsse müssten indess ganz andere sein, um die für die Darstellung solcher Detailverhältnisse nöthigen Anhaltspunkte zu gewinnen.

Endlich sei noch bemerkt, dass auf der Specialkarte von Andreasberg der Versuch gemacht worden ist, durch verschiedene Farben die Art der Gangerfüllung auszuzeichnen, so, ob dieselbe vorwiegend aus Quarz, aus Schwerspath, aus Eisen- und Mangan-, aus Kupfer- oder noch anderen Erzen besteht. Diese Angaben stützen sich nicht blos auf eigene Beobachtungen, sondern auch

auf die im Eingange erwähnte CREDNER'sche Arbeit, sowie auf freundliche mündliche Mittheilungen des Herrn Bergrath STRAUCH in Andreasberg.

Was nun zunächst die auf der östlichen Seite der Oder liegenden Dislocationslinien betrifft, so endigen dieselben sämmtlich an der Oderspalte, indem sie unter spitzem Winkel an dieselbe heransetzen und sich mit ihr schaaren.

Die südlichste dieser Spalten liegt zwischen dem Oderthal und der neuen, vom Königskrug über den Hahnenklee und die Hohe Tracht führenden Forstchaussee. Vollständig im Gebiete des Schiefergebirges gelegen, bedingt dieser Sprung eine beträchtliche Seitenverschiebung der correspondirenden Schichten; und zwar sind dieselben im O. der Verwerfung nach N. verrückt, so dass wahrscheinlich auch diese Spalte, gleich der Oderspalte, mit welcher sie sich am Fuss des Hahnenklee vereinigt, nach O. einfällt. Nicht leicht ist an einer anderen Bruchlinie das Vorhandensein einer Querverschiebung der Schichten in solcher Deutlichkeit zu erkennen, wie hier, wo die kalkigen Einlagerungen des unteren Theils der Wieder Schiefer und der darüber liegenden körnigen Diabase an der Tanner Grauwacke, die hangenderen Porphyroide aber an kalkigen Gesteinen abstossen. Am Ausgange des Dietrichsthales, am obersten Anfange des Oberen Dreckthales, sowie zwischen diesem und dem mittleren Dreckthal wurde auch auf dieser Spalte Gangquarz beobachtet, während weiter südlich als Ausfüllungsmaterial Braun- und Magneteisenstein erscheint, welcher — wie zahlreiche im Hochwalde zerstreute Pingen zeigen — vor Zeiten einen kleinen Bergbau veranlasst hat. Hart am N.-Rande der grossen Quarzpartie der Hohen Tracht liegen die letzten Pingen: die compacte Quarzitmasse liess ein Weiteraufreissen der Spalte nicht zu.

Eine zweite Dislocation liegt im O. des Hahnenklee, zwischen diesem und den Grauwackenpartieen des Königskopfes und des Königskruges. Beide Grauwackenschollen stossen an der Spalte mit der grösseren Grauwackenpartie des Hahnenklee in einer Weise zusammen, welche ihre Zerreissung auf den ersten

Blick erkennen lässt. Gangquarz wurde auf dieser Spalte beobachtet am Gehänge des Oderthales unter dem Königskopf, südlich vom Kleinen Rauschenbachthal und endlich — in kleinen Stücken von stark drusiger Beschaffenheit — an mehreren Punkten weiter südlich bis in die Nähe des Knies der Braunlager Chaussee, westlich vom Unteren Jermerstein. Die Verwerfung ist auf der Karte noch etwas weiter nach S. verlängert worden, und zwar auf Grund des Umstandes, dass ein im SW. der Braunlager Glashütte bis an den Sprung heran zu verfolgender Porphyroid-Zug im W. desselben nicht wieder aufzufinden war. Eine grössere alte Pinge liegt da, wo die Dislocation die Braunschweig'sche Grenze schneidet.

Ein wenig nordwestlich von dieser Stelle läuft von der beschriebenen Spalte eine kleine Nebenspalte in hora 12 ab. Sie schneidet die Braunlager Chaussee südöstlich vom Königskruge und bedingt eine auffällige Zerreissung der dortigen Grauwackenscholle, deren östliches Ende sie nach S. verschiebt, während sie weiter südlich die Grenze des zwischen ihr und der Hauptspalte keilförmig vorspringenden Granits gegen das Schiefergebirge bildet. Mineralausscheidungen sind auf dieser Nebenspalte nicht beobachtet worden.

Eine dritte Zerreissungslinie liegt zwischen dem Königskopf und der Achtermannshöhe. Ihre südliche Verlängerung fällt mit der Grenze der inselförmigen Hornfelspartie der »Trift« nordwestlich Braunlage gegen den Granit zusammen. Am Hüttenberge bei Braunlage tritt die fragliche Spalte als Quarz- und Erzgang auf, dessen Ausgehendes durch zahlreiche alte Pingen markirt wird. Auch am Abhange des Königsbruches, an der neuen Forstchaussee nach dem Königskrug, liegen auf der Spalte inmitten des Granits zwei alte, aus Gangquarz und Manganerzen bestehende Schachthalden. Nördlich von diesem Punkte konnte Gangquarz auf der Verlängerung der Spalte nur ganz vereinzelt aufgefunden werden: so am alten Kaiserweg, im N. der kleinen, östlich vom Königskopf liegenden Grauwackenpartie und da, wo die Spalte den vom Südende des Oderteiches nach Oderbrück führenden Fussweg schneidet.

Eine vierte grosse Bruchlinie bildet im Forstort Liethweg (im O. der Warmen Bode) wiederum die Grenze zwischen Granit- und Schiefergebirge, während sie weiter südlich, im Schiefergebirge, ebenfalls als Quarz- und Erzgang auftritt, auf dem am Pfaffenstieg bei Braunlage bis vor Kurzem noch Manganerz (Psilomelan, Pyrolusit etc.) abgebaut worden sind.

Im O. dieser Spalte, sowie zwischen ihr und der dritten Hauptspalte, liegen im O. von Braunlage auf beiden Seiten der Elender Chaussee noch einige kleine, stark zertrümerte Nebenspalten, auf denen — wie die zahlreichen kleinen, im Walde zerstreuten Pingen beweisen — überall nach Erzen gesucht worden ist.

Ein weiterer, fünfter grosser Sprung läuft aus der Gegend nördlich vom Oderteich über Oderbrück durch den Forstort »Die Gehren« über die Warme Bode nach dem S.-Abhang des Wurmberges, um im Forstort »Heinrichswinkel« zu endigen. Im N. des Oderteiches und besonders bei Oderbrück liegen auf dieser Linie grosse Massen von weissem Gangquarz. Der weitere Verlauf der Spalte nach S. wird im »Rothen Bruch« und am rechten Gehänge der Bode durch alte Pingen bezeichnet, während endlich nach einer Angabe Zincken's[1]) im Heinrichswinkel ein hora 10—11 streichender Eisenstein- (und Mangan-?) führender Gang aufsetzt, in dem man wohl das südliche Ende unserer Spalte sehen darf.

Ein sechster langer Quarzgang läuft durch die »Oberen schwarzen Tannen« über die »Sandbrinke« und zwischen dem Wurmberg und Gr. Winterberg hindurch. Auf dieser ganzen Linie findet man kleine Vorkommen von drusigem, oft zierliche Krystalle bildenden Quarz; da aber, wo der Quarz das Thälchen des Sandbeek schneidet, stehen sehr bedeutende Massen von dichtem, weissem Quarz an. Zwischem dem Wurmberge und Kleinen Winterberg scheint die Spalte aufzuhören; es wäre indess nicht unmöglich, dass die nur wenige hundert Schritt südlich beginnende, ebenfalls mit Quarz ausgefüllte Verwerfungsspalte, die am oberen Ende des Bremkethales beginnt und durch die Forstorte Kramershai,

---

[1]) Oestl. Harz I, Seite 126 u. 154; vergl. auch die W.-Hälfte der geol. Karte.

Stiltingshai und Amkenberg verläuft, nur eine Fortsetzung der beschriebenen, am Kl. Winterberge endigenden Spalte wäre.

Eine siebente Spalte liegt im N. des Gr. Winterberges, im Thal der Kalten Bode, in welchem namentlich im N. der flachen Curve des Flusses, unterhalb der Chausseeserpentine an der Sandbrinke, ansehnliche Massen von weissem Quarz anzutreffen sind.

Eine achte Spalte, deren Lage nicht mit Sicherheit fixirt werden konnte, fällt ungefähr mit dem Thaleinschnitte des Schlufterwassers und weiter nördlich mit der zwischen der Rabenklippe und dem Königsberge einerseits und dem Brockengipfel andererseits liegenden Senke zusammen. Leider konnte der Quarz hier nirgends anstehend, sondern nur in losen Blöcken in der Thalrinne beobachtet werden.

Mit diesem nur wenig unter dem Brockengipfel liegenden Gang ist die östlichste Spalte des hier zu betrachtenden Gebietes erreicht. Dass dieselbe indess nicht die östlichste überhaupt vorkommende darstellt, ergiebt sich daraus, dass auch zwischen Schierke und Elend an verschiedenen Stellen Gangquarz beobachtet worden ist; und auch die im NO. des Brockenmassivs, auf dem Wege von der Steinernen Renne nach Wernigerode auftretenden grossen Quarzgänge (Silberner Mann etc.), sowie die ähnlichen Gänge bei Harzburg (Elfenstein) gehören demselben System nordwestlich streichender Gangspalten an — ein Beweis, dass dasselbe weit über die Grenzen des hier behandelten Areals hinausreicht.

Es wären nunmehr die Bruchlinien und Gänge auf der rechten Seite der Oder zu betrachten. Die hier aufsetzenden Spalten liegen alle im S. der Ackerspalte, während im N. derselben — vielleicht nur in Folge der im Allgemeinen sehr mangelhaften Aufschlüsse — kein einziger Gang nachgewiesen werden konnte.

Hier treffen wir zunächst im N. von Andreasberg eine Reihe der Ackerspalte nahezu paralleler, in hora 10 streichender Bruchlinien, die nach W. z. Th. bis über das Sieberthal hinaus verfolgt

werden konnten. Alle diese Linien sind Quarz- und Eisensteingänge und alle zugleich Verwerfer.

Der nördlichste Gang bildet auf seiner ganzen Erstreckung die Grenze zwischen dem Granit und der Grauwacke des Kleinen Oderberges und der Förmerhanskuppe. Er führt bedeutende Gangquarzmassen, namentlich im Dreibrodethal, woselbst auf dem Hauptgange, sowie auf einigen im S. desselben, am Abhange der Förmerhanskuppe auftretenden Nebengängen früher auf Rotheisenstein (dichter Rotheisen und Glasskopf) gebaut worden ist (Seegen Gottes-Gang). Das östliche Ende des Ganges hat nicht mit Sicherheit ermittelt werden können; jedenfalls aber setzt derselbe von der Clausthaler Chaussee aus noch etwa 500 Meter nach O. fort. Wahrscheinlich fällt die Gangkluft steil südlich ein[1]). Dass der fragliche Gang nicht als ein einfacher Contactgang aufzufassen sei, sondern eine Verwerfung darstellt, geht aus dem Umstande hervor, dass der Granit in der Spalte nicht die feinkörnige, verdichtete Beschaffenheit des normalen Randgranits, sondern vielmehr eine grobkrystallinische Structur besitzt.

Vereinzelte, zwischen der beschriebenen und der Ackerspalte beobachtete Quarzvorkommen weisen auf das Vorhandensein von kleineren Nebengängen in den Forstorten »die Waage« und »die Birken« hin.

Ein zweiter Quarzgang verläuft südlich vom vielbesuchten Aussichtspunkte »Jordanshöhe« und den Glückaufer Klippen nach dem Eisensteinberge, woselbst er mit den zahlreichen dort aufsetzenden Eisensteingängen in Verbindung steht. Alte Pingenzüge unter der Jordanshöhe und den Glückaufer Klippen zeigen, dass auch auf diesem Gange ehemals Bergbau stattgefunden hat (Glückaufer Gang älterer Karten). Die Schichtenverschiebung

---

[1]) Credner giebt in seiner Arbeit (l. c. p. 170) an, dass die Grenzfläche zwischen Granit und Hornfels (d. h. die Gangkluft) am N.-Abhange des Sandhügels im Stolln des Rehberger Wasserlaufs steil nach S. einfällt. Herr Obersteiger Müller in Andreasberg bestätigte die fast seigere Lage der mit einem Lettenbesteg versehenen Kluft, erklärte aber, dass ein reines S.-Fallen nur an der westlichen Stollnwand zu beobachten sei; an der östlichen Wand falle die Kluft im oberen Theil gegen S., im unteren aber gegen N. ein.

längs des Ganges ist sehr auffällig. Im O. der Clausthaler Chaussee bildet er die Grenze zwischen Tanner Grauwacke und Wieder Schiefer (die hier in Folge der Verwerfung in hora $9^1/_2$, also fast rechtwinkelig zum Generalstreichen der Schichten verläuft), während im W. der Chaussee zwei lange, schmale, als steile, der Tanner Grauwacke aufgelagerte Mulden aufzufassende Schiefer- und Kalkhornfelspartieen nur im N. der Verwerfung nachzuweisen waren.

Ein dritter und ein vierter ebenfalls Eisenstein-führender Quarzgang treten im Forstorte »auf dem Sperrenthal« auf. Auch sie haben kleine Schichtenverschiebungen bedingt, welche, zusammen mit der durch den zweiten Gang bedingten, den treppenförmigen Verlauf der Grenze zwischen Tanner Grauwacke und Wieder Schiefer im N. von Andreasberg erklären.

Zwischen dem zweiten, dritten und vierten Gange liegen noch mehrere kleinere Quarz-Eisensteingänge, die da, wo sie durch das Sperrenthal hindurchsetzen, ehemals abgebaut worden sind (Sperrenthals-Glücker Gang, Haus Redener Gang etc.). Alle diese Gänge stehen nahezu seiger und alle schneiden gleich den Hauptgängen an der Neufanger Ruschel ab.

Auch südlich von Andreasberg sind Gänge in hercynischer Richtung vorhanden. Es gehören nur dahin der Hauptgang des Engelsburger Thales, zwei Gänge im »Ramselnthal« und auf der »Schleife«, sowie ein am W.-Abhange des Sieberberges, im S. der vereinigten Andreasberger Grenzruscheln aufsetzender, mit den letzteren durch eine kurze streichende Verwerfung in unmittelbarer Verbindung stehender Gang, dessen W.-Ende am Königsberge mit den zahlreichen dort aufsetzenden Eisensteingängen zusammenhängt. In auffälligem Gegensatz zu den im N. und O. von Andreasberg auftretenden Gängen führen diese Gangspalten als Hauptgangmineral Schwerspath. In Begleitung desselben erscheinen vielfach Eisen- und Kupfererze, welche letztere früher an der Engelsburg einen bedeutenden Bergbau veranlasst haben.

Alle diese Gänge gehören dem System norwestlich streichender, Schwerspath-, Rotheisenstein- (Glasskopf) und Kupfererze führender Gangspalten an, die nach S. in immer zunehmender Zahl

und Länge bis an den Gebirgsrand bei Lauterberg zu verfolgen sind, wo sie ehedem ebenfalls einen lebhaften und ziemlich ausgedehnten Bergbau hervorgerufen haben (Alte Baue an der Kupferrose, im Krumm-Lutterthal, Frische Lutter etc.). Im S. von Andreasberg schneiden diese Gänge an der südlichen Andreasberger Grenzruschel ab. Im W. Andreasberg aber, zwischen den Thälern der Goldenke, der Verlorenen und der Grossen Kulmke reichen einige kleinere derartige Gänge bis fast auf die Höhe des Acker hinauf. Im Knie der Sieber bei Königshof treten noch mehrere hierhergehörige, z. Th. kleine Verwerfungen bedingende Gänge auf; indess bezeichnet im Allgemeinen die Sieber die Ostgrenze der Schwerspathverbreitung, indem nur an der W.- und N.-Seite des Sieberberges einige kleine Schwerspathgänge noch im O. des Sieberflusses auftreten. Die am N.-Abhang des Sieberberges aufsetzenden Gänge (wie das sog. Frische Trum) schneiden ebenfalls an der Ruschel ab und werden von derselben eine Strecke weit geschleppt.

Neben den genannten, nordwestlich streichenden, kommen im S. von Andreasberg auch einige N. — S. oder NNW. — SSO. verlaufende Schwerspathgänge vor. Dahin gehört ein kleiner, an der Andreasberger Silberhütte aufsetzender, nach N. bis über das Pillichenthal hinaus verfolgter Gang. Man muss in diesen Gängen ein Sichwiedergeltendmachen der N.—S.-Richtung sehen, welcher die Oderspalte und die weiter unten zu besprechenden, im O. des Oderthals liegenden Bleierzgänge folgen und die auch für die Quarz- und Schwerspathgänge des Gödeckenkopfes und der Koboltsthaler Köpfe südwestlich Andreasberg, den Schatzkammerzug bei Altenau, sowie die hora 11—1 streichenden Eruptivgesteingänge des Mittelharzes maasgebend ist.

Es ist nunmehr das Andreasberger Gangnetz im engeren Sinne zu besprechen und dabei namentlich der Verlauf der beiden Hauptruscheln zu betrachten, die bekanntlich für den Andreasberger Bergbau dadurch eine so ausserordentliche Wichtigkeit besitzen, dass alle edlen, Silbererz-führenden Gänge ganz auf das zwischen ihnen gelegene Gebiet beschränkt sind.

Die (faulen) Ruscheln sind bekannlich sehr mächtige, mehrere bis dreissig Meter breite Spalten, die mit einem mehr oder weniger thonigen, mürben bis bröckeligen, an Rutschflächen und Harnischen reichen, dunkelfarbigen Material ausgefüllt sind [1]). An ihren Saalbändern kommen immer Lettenbestege vor. Ausser den beiden Haupt- und Grenzruscheln, von denen die Neufanger im N., die Edelleuter im S. des edlen Andreasberger Erzfeldes liegt, giebt es noch zwei kürzere Nebenruscheln, die Silberburger und die Abendröther, welche nur Bogentrümer der Edelleuter darstellen.

Sämmtliche Ruscheln fallen steil nach S. ein (die Neufanger mit 55—75°, die Edelleuter mit 65—70°). Die beiden Hauptruscheln verlaufen ziemlich geradlinig und zwar so, dass sie nach W. convergiren und sich auf dem Sieberberge vereinigen, um alsdann in der Richtung der Edelleuter Ruschel über das Sieberthal fort bis ans Kulmkethal fortzusetzen.

Der Verlauf der Edelleuter Ruschel ist auf deren ganze Erstreckung von der Sieber bis über die Oder hinaus durch den Bergbau genau festgestellt und im S. und O. von Andreasberg durch die zahlreichen, ihrem Ausgehenden folgenden, aus dem unverkennbaren, schwarzen, glänzenden Ruschelgestein bestehenden Halden auch über Tage leicht zu verfolgen. Was aber den Verlauf der Neufanger Ruschel betrifft, so ist derselbe durch berg-

---

[1]) Das Ausfüllungsmaterial der Ruscheln muss, ähnlich wie der Gangthonschiefer der Oberharzer Gänge, aus der Zertrümmerung und Zermalmung des die Spaltenwandungen bildenden Nebengesteins hervorgegangen sein. Damit hängt zusammen, dass die Beschaffenheit des Ruschelgesteines keineswegs überall dieselbe ist. Während die südliche Grenzruschel, die ausserhalb des Contactringes des Granites liegt, eine weiche, thonige Beschaffenheit, eine fast schwarze Farbe und in Folge der die ganze Masse durchziehenden Druck- und Gleitungsflächen ein glänzendes, anthracitisches Aussehen besitzt und manchen Oberharzer Gangthonschiefern sehr ähnlich wird, so besteht das Ausfüllungsmaterial der nördlichen Grenzruschel, die zum grossen Theil schon im Gebiet harter Hornfelsgesteine liegt, hauptsächlich aus einem hellfarbigeren, conglomeratischen bis breccienartigen, viel härteren und weniger glänzendem Gestein. In jener ersten Beschaffenheit kann man das Ruschelgestein überall im S. und O. von Andreasberg, bis an und über die sog. blaue Halde hinaus beobachten, in der letzten dagegen an der Stelle, wo die Neufanger Ruschel durch das Sperrlutterthal hindurchsetzt.

männische Arbeiten nach O. mit Sicherheit nur etwa bis an die Clausthaler Chaussee heran bekannt. Indem man aber von der Analogie der Silberburger und Morgenröther Ruschel ausging, die sich beide als Bogentrümer mit der Edelleuter Ruschel vereinigen, und weiter darauf fusste, dass auch die beiden Hauptruscheln sich nach W. vereinigen, glaubte man eine solche Vereinigung auch nach O. annehmen zu dürfen. Da indess der geradlinige Verlauf der Edelleuter Ruschel feststand, so war eine Vereinigung nur im Fall einer wesentlichen Richtungsänderung der Neufanger Ruschel in ihrer östlichen Hälfte möglich, und so wurde denn angenommen, dass die Neufanger Ruschel gleich im O. der Clausthaler Chaussee nach S. umzubiegen beginne, um bald eine rein südöstliche Richtung anzunehmen und sich endlich in der Nähe der Oder mit der Edelleuter zu vereinigen.

Auf diese Weise erhielt man das durch die beiden Hauptruscheln begrenzte, die Andreasberger Silbererzgänge einschliessende, rings geschlossene Ellipsoid, als welches das Andreasberger Erzfeld sich bis jetzt auf allen Karten darstellt.

Als Stütze für diese Annahme, die von dem besten Kenner des Andreasberger Bergbaues, Herrn Bergrath Strauch herrührt, wurde das Vorkommen von ruschelartigem Gestein am sog. Knöchel im Kälberthal geltend gemacht. Dieses für sich allein kann indess noch nicht als genügender Beweis für die Richtigkeit der Construction angesehen werden, da ruschelartige Gesteine an vielen Punkten des Andreasberger Reviers vorkommen, so z. B. (nach einer Mittheilung des Herrn Obersteiger Müller) im Rehberger Wasserlauf unter dem Sandhügel und am sog. rothen Bär im O. von Andreasberg, der sogar nach Credner eine grössere, vollständig verruschelte Gebirgspartie darstellt. Erkennt man aber dem Vorkommen von Ruschelgestein keinen absolut beweisenden Werth zu, so fällt die ganze Annahme einer südlichen Ablenkung der Neufanger Ruschel und ihrer Vereinigung mit der Edelleuter in sich zusammen.

Mein College Lossen hat dies zuerst hervorgehoben und zugleich die Vermuthung ausgesprochen, dass die Neufanger Ruschel ihre Fortsetzung in dem im W. der Clausthaler Chaussee von ihr

auslaufenden, mächtigen Wenn's Glückt'er Gang haben möchte. Für diese Annahme schien zu sprechen, dass der fragliche Gang, der östlichste unter den Andreasberger Gängen, von allen übrigen durch seine bedeutende (durchschnittlich 18 Meter betragende) Mächtigkeit, durch seine abweichende Ausfüllungsart (durch Quarz und Kalkspath verkittete Thonschieferbrocken, an der Oberfläche Eisenstein und nur in grösserer Tiefe und ganz sporadisch Silbererze) und das Vorkommen unausgefüllter Räume sehr erheblich unterscheidet.

Aber auch der Wenn's Glückt'er Gang stellt nicht die Fortsetzung des Neufanger Ruschel dar. Meine vorjährigen Aufnahmen haben vielmehr gezeigt, dass die letztere im O. der Clausthaler Chaussee in derselben Richtung weiterläuft, wie im W. Wie nämlich im W. der Clausthaler Chaussee infolge einer durch die Ruschel bedingten Verwerfung Schichten aus dem Niveau des Hauptquarzits mit älteren Gesteinen, auf längere Erstreckung sogar fast mit der Tanner Grauwacke zusammenstossen, so ist dasselbe auch auf der ganzen östlichen Verlängerung der Ruschel bis auf die Höhe des Sägemühlenberges hin der Fall. Soweit muss also die Ruschelspalte jedenfalls reichen; dass sie aber noch weiter, bis in den Granit hineinreicht, dafür spricht sowohl die auffällige Zerreissung der Tanner Grauwacke auf dem Sägemühlenberge, als auch der ebenfalls durch Zerreissung bedingte, scharf einspringende Winkel, den die Grenze von Grauwacke und Granit da zeigt, wo sie von der Spalte getroffen wird. Ich muss es daher für höchst wahrscheinlich halten, dass die Neufanger Ruschel auch im O. der Clausthaler Chaussee ohne wesentliche Richtungsänderung fortläuft und bis in den Granit am Abhange des Sägemühlenberges hineinreicht.

Diese Annahme erhält eine Stütze in der Thatsache, dass auf der fraglichen Linie in der That an einer Stelle Ruschelgestein zu Tage zu treten scheint. Diese Stelle liegt gleich unter der Holzschleiferei, im Bogen der Braunlager Chaussee. Auf der O.-Seite der kleinen, sich bei jener Schleifmühle einsenkenden (den obersten Theil des Kälberthales darstellenden) Depression geht an der Chausseeböschung ein bis ins Kleinste zerbrochenes,

aus polytomen Fragmenten bestehendes, bröckeliges Gestein aus, aus welchem fortwährend Wasser hervorquillt, während einige Meter davon entfernt der normale, compacte Schieferhornfels ansteht. Auch Obersteiger Müller erklärte mir, dass ihm die Aehnlichkeit dieses Gesteins mit dem der Neufanger Ruschel aufgefallen sei.

Aus diesen Mittheilungen ergiebt sich, dass die beiden Andreasberger Hauptruscheln, weit entfernt, sich nach O. zu vereinigen, sich im Gegentheil immer weiter von einander entfernen und somit kein Ellipsoid, sondern ein spitzwinkeliges, nach O. geöffnetes Dreieck umschliessen.

Ein Blick auf die Karte zeigt, dass nicht nur die nördliche, sondern auch die südliche Hauptruschel Gebirgsverwerfer darstellen. Was die Neufanger Ruschel betrifft, so ist bereits oben erwähnt worden, dass an derselben auf längere Erstreckung Tanner und Hauptquarzit fast unmittelbar aneinander grenzen. Die ganze Diabas-führende Schieferzone, sowie auch die unter dieser auftretende kalkige Zone fehlt hier also zwischen den jetzt in einem Niveau liegenden Schichten der Grauwacke und des Quarzits, was nur durch Annahme einer Verwerfung erklärt werden kann. Da die Ruschel nach S. einfällt und die hangenderen Schichten im S. derselben liegen, so muss hier eine normale Verwerfung vorliegen.

Dass auch die Edelleuter Ruschel eine spiesseckige Störung darstellt, geht sowohl aus der Art, wie die grossen Diabaslager des Oderberges, des Matthiasschmidtsberges und Glockenberges, und weiter westlich die sich in einem breiten Specialsattel heraushebenden Schichten der tieferen Kalk-Kieselschieferzone an der Ruschel abschneiden, als auch aus der merklich abweichenden Streichrichtung der Schichten im N. und S. der Ruschel hervor. Noch entschiedener aber tritt die Dislocation darin hervor, dass auf der ganzen Erstreckung vom Sieberberge bis über das Oderthal hinaus die körnigen Diabase im Wesentlichen nicht über die Ruschel hinausreichen, vielmehr in deren N. allenthalben sofort Schichten des Hauptquarzits auftreten. Ob auch die Edelleuter Ruschel, gleich der Neufanger, eine echte Verwerfung (mit ge-

sunkenem Hangenden) oder — wie Lossen annimmt — eine Ueberschiebung darstellt, muss ich unentschieden lassen[1]).

Was die innerhalb der Grenzruscheln aufsetzenden Gänge[2]) betrifft, so folgen dieselben zwei Hauptrichtungen, einer ostwestlichen, ungefähr den Ruscheln parallelen, und einer nordwestlichen, der Ackerspalte parallelen. Alle fallen, im Gegensatz zu den Ruscheln, nach N. resp. NO. ein, und alle sind edel, d. h. enthalten neben Kalkspath und anderen Mineralien und Arsen-, Antimon-, Blei-, Zink-, Kupfer- etc. Erzen auch Silbererze. Wahrscheinlich haben auch diese Gänge kleinere Verwerfungen zur Folge. Am wahrscheinlichsten ist dies für den grossen, ungewöhnlich mächtigen Wenn's Glückt'er Gang, auf dessen Ostseite allenthalben kalkige Hornfelse und Quarzite des Hauptquarzit-Niveaus (mit den oben angegebenen Versteinerungen) auftreten, während solche im W. des Ganges nicht vorhanden sind.

Der Wenn's Glückt'er Gang reicht nach N. bis unmittelbar an die Neufanger Ruschel und ebenso erstrecken sich auch mehrere der westlich von ihm liegenden, nordwestlich streichenden Gänge bis an die Grenzruscheln heran. Dennoch kennt man keinen Fall, dass einer der fraglichen Gänge über die Grenzruscheln hinausreichte; vielmehr hören alle an denselben auf, ohne deren Verlauf irgendwie zu beeinflussen, geschweige denn dieselben zu verwerfen. Alle Andreasberger Gänge stellen verhältnissmässig unbedeutende Spalten dar, die nicht oder nur nach einer mehr oder weniger erheblichen Ablenkung oder Schleppung Seitens der Grenzruscheln über diese hinaus aufzureissen vermochten.

Zu den innerhalb der Hauptruscheln auftretenden Gangspalten gehört endlich auch eine von der Neufanger Ruschel nach SO. auslaufende, im N. der Braunlager Chaussee liegende Verwerfung.

---

[1]) Schon vor mehreren Jahren hatte mein College Lossen auf Grund meiner früheren Aufnahmen, sowie eigener Beobachtung im Sperrlutterthale und auf dem Todtenberge, die Ueberzeugung gewonnen, dass die Andreasberger Ruscheln Verwerfungen seien. Meine neuen Aufnahmen haben die Richtigkeit dieser Vermuthung in unzweifelhaftester Weise bestätigt.

[2]) Diese Gänge sind vom Königl. Oberbergamt zu Clausthal in die Karte eingezeichnet worden, und zwar in einer Projection von ca. 100 Meter unter Tage.

Diese Spalte ist es, die das durch die Neufanger Ruschel verworfene Südende der Grauwackenpartie des kleinen Oderberges, sowie den am Abhang des Oderthales vortretenden Granit abschneidet. Von Gangausfüllungen wurde auf dieser Spalte da, wo sie den alten, nach dem Andreasberger Rinderstall hinabführenden Fahrweg schneidet, etwas Gangquarz und weiter östlich, auf dem Schachtelnkopfe, an mehreren Stellen Gangbreccie aufgefunden.

Als eine westöstliche Nebenspalte der gesammten Spalten erscheint ein kleiner, den Granit des Schachtelnkopfes auf der Südseite begrenzender Quarzgang.

Es wären schliesslich noch die in der Umgebung des Oderthales unterhalb des Andreasberger Rinderstalles und im SW. und S. von Braunlage auftretenden kleineren Bruchlinien und Erzgänge zu besprechen[1]).

Im W. des Oderthales liegt am Oderberge eine Reihe kleiner, vorwiegend westöstlich streichender Gänge, auf denen früher besonders auf Kobalt- und Nickelerze gebaut worden ist. Es sind das die Gänge des sog. Oderzuges.

Bedeutender sind die Gänge auf der östlichen Seite der Oder. Dieselben streichen überwiegend parallel dem Oderthal, von N. nach S., und führen als Gangmaterial hauptsächlich Bruchstücke des Nebengesteins, die durch krystallinischen Quarz zu einer festen Gangbreccie verkittet sind, Bleiglanz, Blende und etwas Kupferkies. In den Thälern der Stölzernen Stieg, des Morgensterns und Magdgrabes liegen zahlreiche Schächte, Stolln, Pingen und Halden, die von dem seit alter Zeit auf den dortigen Erzgängen umgegangenen Bergbau zeugen. Nach S. reichen diese Gänge bis an die gewaltige Diabasmasse des Schlosskopfes, wo sie in ähnlicher Weise, wie die Andreasberger Gänge, an der Verlängerung der Edelleuter

---

[1]) Die Gänge an den Abhängen der Oder sind theils nach an Ort und Stelle beobachteten alten Pingenzügen und dem Vorkommen von Gangquarz und Breccie, theils nach älteren, zum Theil noch aus dem vorigen Jahrhundert stammenden Plänen und Rissen in die Karte Tafel XI. eingetragen worden. Ich verdanke diese Risse der Güte des Herrn Bergrath Strauch in Andreasberg.

Ruschel abzuschneiden scheinen; nach N. aber sind sie fast bis an die Endigungen der Ackerspalte und deren nördlicher Nebenspalte zu verfolgen. Indem sie auf diese Weise gewissermaassen ein Bindeglied zwischen der grossen, soeben genannten Spalte und der Edelleuter Ruschel bilden, stellen sie zugleich die dritte, kürzeste Seite des spitzwinkeligen, gleichschenkeligen, von den beiden Hauptruscheln umschlossenen Dreiecks dar.

Auch die in Rede stehenden Gänge sind Verwerfer. So muss es auffallen, dass die grosse Quarzitmasse der Hohen Tracht am östlichsten Gangzuge plötzlich abschneidet, und ebenso bemerkenswerth ist es, dass zwischen dem Gangzuge, der westlich vom ebengenannten liegt, und dem noch westlicheren, die Mündung des Morgensternthales schneidenden, Quarzite gänzlich fehlen, während sie zu beiden Seiten des von jenen Spalten begrenzten Gebirgsstückes vorhanden sind.

Was endlich die in der Gegend von Braunlage, am Steinfeld, im Hasselhof und am Hasselkopf aufsetzenden Gänge betrifft, so ist deren Streichen vorherrschend nach NW. gerichtet, während sich daneben noch eine ostwestliche Richtung geltend macht. Der erstgenannten Richtung gehört eine ungefähr mit dem Brunnenbachthale zusammenfallende Bruchlinie an, an welcher die Quarzitpartie der Hohen Tracht im O. in ihrer ganzen Breite abschneidet, ferner der Hauptgang des Steinfeldes, der Herzog Ludwig-Rudolpher Gang, zahlreiche kleine, im O. desselben erschürfte Gänge, sowie endlich eine Verwerfung im Hasselhof, an welcher in den sog. Berglöchern, einem alten, im SW. von Braunlage liegenden Pingenfelde, in auffälliger Weise Hauptquarzit und Diabas zusammenstossen. Der letztere ist hier durch Graniteinwirkung stark verwandelt (vergl. Seite 422) und längs der Spalte mit Magnet- und Brauneisenstein imprägnirt. Der westlichen Richtung gehören an der (nach der Zincken'schen Karte copirte) Gang auf dem Hasselhof, der Herzogin Christine-Louiser Gang im Steinfeld und endlich, wenn man will, der Seite 420 erwähnte, inmitten der Steinfelder Gänge auftretende, von Kalkspath, Quarz und Erzen durchdrungene Granitgang. Von Erzen führen die Steinfelder Gänge besonders Kupferkies, daneben Blende

und etwas Bleiglanz, als Gangmasse Quarz, Kalkspath und Thonschieferbreccie. Alle stehen sehr steil (geringste Neigung ca. 60°) bis fast seiger und alle fallen nach S. ein[1]).

Schlussbemerkungen.

Aus obigen Mittheilungen ergiebt sich, dass das im W. und SW. des Brockenmassivs liegende Gebiet durch zahlreiche Bruch- und Gangspalten in hohem Maasse zerrissen ist. Die Mehrzahl der zum Theil recht bedeutenden Zerreissungen streichen in einer der Gebirgsaxe nahezu parallelen Richtung. Neben ihnen sind andere vorhanden, zu denen vor Allem die grosse Oderspalte gehört, die NNW. bis N. streichen. Alle diese Spalten sind Querspalten. Eine Gruppe noch anderer Bruchlinien und Gänge, deren wichtigste die Andreasberger Ruscheln sind, haben eine ungefähr ostwestliche Richtung und sind Diagonalsprünge. Aechte Längsverwerfungen kommen nur in ganz beschränktem Maasse (am Sieberberge) vor.

Alle fraglichen Spalten sind gleichzeitig Verwerfer. Viele durchsetzen und verschieben in aller evidentester Weise auch den Granit. Es geht daraus hervor, dass alle Theorieen, welche die Entstehung der Oberharzer Gangspalten mit dem Aufdringen des Oder- und Kellwasserthaler Granits in Zusammenhang bringen wollten, unhaltbar sind. Dies gilt nicht nur für die Andreasberger Gänge, sondern auch für diejenigen der Gegend von Clausthal. Denn beide Gang-

---

[1]) Die obigen Notizen sind den in der herzogl. Kammer zu Braunschweig aufbewahrten, mir auf mein Ersuchen in zuvorkommendster Weise zur Verfügung gestellten Acten und Karten entnommen. Die letzteren rühren zum grossen Theil von v. Seckendorff her und wurden in den 30er Jahren auf Grund der damals im Steinfeld ausgeführten Schurfarbeiten angefertigt.

Nach Zincken (östl. Harz, I, S. 154, 155) wären auf dem Ludwig-Rudolpher Gange ehedem auch Silbererze und Kobalt angetroffen worden. Der Umstand, dass man auf Zincken's Karte auch in der Gegend des Morgensternthals (im O. des Oderthals) das Silberzeichen angegeben findet, lässt schliessen, dass sich ehemals auch hier in Begleitung von Blei- und Zinkerzen Silbererze gefunden haben.

gruppen stehen durch die Oderspalte, an die sich das Clausthaler System im N., das Andreasberger im S. unmittelbar anschliesst, im innigsten Zusammenhang, wie denn überhaupt das ganze Spaltennetz im W. des Brocken als ein durchaus einheitliches erscheint.

Wahrscheinlich sind alle Spalten nahezu gleichzeitig entstanden. Für die vielen einander parallelen, in der Richtung der Gebirgsaxe verlaufenden Gänge auf beiden Seiten des Oderthals werden gewiss die meisten Fachgenossen auch eine wesentlich gleichzeitige Entstehung annehmen wollen; dass aber auch die Gänge des Clausthaler Plateaus trotz ihrer viel flacheren Streichungsrichtung dasselbe Alter haben, wie die in hercynischer Richtung streichenden Spalten im N. vom Andreasberg und Braunlage, das geht aus dem Verlauf der Ackerspalte hervor, die im O. des Acker-Bruchberges der hercynischen Richtung folgt, im W. des genannten Bergzuges aber in demselben Maasse, als sie sich dem Clausthaler Plateau nähert, mehr und mehr die Richtung der dortigen Erzgänge annimmt.

Wenn es auf diese Weise wahrscheinlich wird, dass im grossen Ganzen alle oberharzer Gangspalten zu wesentlich gleicher Zeit aufgerissen sind, so soll doch damit das Vorhandensein kleiner Altersdifferenzen in keiner Weise geläugnet werden. So sprechen z. B. alle Umstände, besonders aber die Gangauslenkungen, welche man sowohl an den Andreasberger, als auch an den Clausthaler Ruscheln beobachtet, mit Bestimmtheit für ein wenigstens etwas höheres Alter dieser mächtigen Zerreissungen[1]).

Was nun die Frage nach dem geologischen Alter der Spaltenbildung betrifft, so muss ich hier etwas länger verweilen.

---

[1]) Zwei der Clausthaler Gänge, die »faule Ruschel« und der Charlotter Gangzug sind ächte Ruscheln, d. h. mächtige, erzfreie oder -arme, mit Zermalmungsproducten des Nebengesteins ausgefüllte Bruchspalten. Aber auch die übrigen Clausthaler Gänge sind durch ihre Mächtigkeit und Länge, ihr südliches Einfallen und ihre besonders aus sog. Gangthonschiefer bestehende Ausfüllung viel mehr den Andreasberger Ruscheln vergleichbar, als den Andreasberger Silbererzgängen, welch letztere nur unbedeutende Nebenrisse darstellen. Dass auch die Clausthaler Gänge Verwerfer sind, wissen wir aus den schönen Arbeiten des Herrn von Groddeck (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1866, p. 710—719, 775. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im preuss. Staat 1873, p. 1).

Bis in die ältere Kohlenzeit hinein ging die Ablagerung der Sedimente im Gebiet des heutigen Harzes und weit darüber hinaus ruhig und stetig vor sich. Nach Bildung der Culmschichten aber trat eine langandauernde Periode verschiedenartiger Bodenbewegungen ein, die von wiederholten Eruptionen begleitet, grosse Veränderungen in den damaligen Oberflächenverhältnissen Mitteleuropas zur Folge hatten. Zunächst trat eine sich über weite Flächenräume geltendmachende Faltung der bis dahin gebildeten Sedimente im Sinne des niederländischen Systems (L. v. Buch's) ein. Daran schlossen sich mannichfache andere Oscillationen, die sich speciell für den Harz darin dokumentiren, dass nicht nur die am NO.- und SO.-Rande des Gebirges entwickelte oberste Steinkohlenformation discordant auf den gefalteten älteren (Kerngebirgs-) Schichten liegt, sondern dass ebenso auch das Rothliegende übergreifend auf dem Kohlengebirge und der Zechstein ebenso auf dem Rothliegenden aufruht.

Diese mit der jüngeren Carbon-Periode beginnende Zeit grosser geologischer Umwälzungen in unseren Gegenden war es, in welcher der Harz, der vorher noch nicht als selbständiges Gebirge existirt hatte, seine erste orographische Abgrenzung erhielt.

Wahrscheinlich war die Erhebung des Gebirges schon während der Ablagerung des Rothliegenden soweit gediehen, dass dasselbe im Wesentlichen seine heutigen Contouren besass. Dafür sprechen sowohl die groben Conglomeratlager — wie sie sich nur in unmittelbarer Nachbarschaft der Küste bilden können — im Rothliegenden am NO.-, O.- und S.-Rande des Gebirges, als auch die sehr ungleichen Höhen, welche gleichwerthige Glieder jener Formation am und in der Nähe des südlichen Harzrandes einnehmen — Niveaudifferenzen, die sich wohl nur durch Annahme von Spaltungen und Hebungen in hercynischer Richtung erklären lassen, welche den Gebirgsrand während der älteren Perm-Zeit betroffen haben [1]).

[1]) Herr E. Beyrich hat zuerst auf diese Niveaudifferenzen aufmerksam gemacht und sie in der angegebenen Weise erklärt (Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen etc., Blatt Zorge (No. 237, p. 15, 1870). Durch jene Hebungen wurde der Zusammenhang der eben erst gebildeten Sedimente des Rothliegenden aufgehoben; ein Theil wurde über das Meeresniveau erhoben und liegt jetzt, ohne von Zechstein bedeckt zu werden, im Inneren des Gebirges; der andere verblieb am Gebirgsrande und wurde später von Zechstein überlagert.



Dass in der That ein grosser Theil der oben beschriebenen Spalten im Inneren des Gebirges zur Zeit, als das Rothliegende sich ablagerte, bereits vorhanden gewesen ist, geht daraus hervor, dass man von Lauterberg an bis über Andreasberg hinaus Spalten findet, die damals mit Quarzporphyr (und in den weiter östlich gelegenen Theilen des Gebirges mit basischeren Eruptivgesteinen) ausgefüllt wurden. Wenn wir aber oben gesehen haben, dass unsere Spalten den Granit mit durchsetzen und verwerfen, so haben wir auch darin einen Anhaltspunkt für ihre Entstehungszeit. Denn wir wissen, dass das Hervortreten des Harzer Granits demjenigen der eben genannten, der Periode des Rothliegenden angehörigen Eruptivgesteine vorangegangen ist und in die Zeit nach Bildung der vom Granit mit durchbrochenen Culmschichten und vor Ablagerung des Rothliegenden, mithin in die jüngere Carbonzeit hineinfällt. Kurz, alles weist darauf hin, dass das Aufreissen der Spalten erst einige Zeit vor Anfang der Perm-Periode begonnen haben kann. Dass sich die Spaltenbildung andererseits nicht über die ältere Perm-Zeit hinaus fortgesetzt hat, das beweist der Umstand, dass weder die Lauterberger Porphyrgänge, noch die Clausthaler Erzgänge — obwohl beide zum Theil bis an den äussersten Gebirgsrand heranreichen — in den hier lagernden Zechstein hineinsetzen[1]).

In hohem Grade merkwürdig sind die grossen örtlichen Unterschiede im Füllungsmaterial der Andreasberger Spalten. Zwischen den beiden Hauptruscheln, aber auch nur hier, sehen wir eine

[1]) Für die Lauterberger Porphyre habe ich dieses schon im vorigen Jahre in meinem kleinen Aufsatze über dieselben (dieses Jahrbuch 1880, pag. 45) hervorgehoben; von den erzführenden Schwerspathgängen der Gegend von Grund (am Rösteberg) aber nahm ich damals auf Grund der Kartenaufnahmen meines verstorbenen Collegen Speyer an, dass sie in den Zechsteindolomit hineinsetzten und kam so zum Schlusse, dass die Schwerspathgänge am SW.-Rande des Harzes ein jüngeres Alter besässen, als die Porphyrgänge, deren Ausfüllung schon in der Zeit des Rothliegenden erfolgt sein muss. Herr von Groddeck, der das Schwerspathvorkommen am Rösteberg genau untersucht hat, erklärte mir indess auf das Entschiedenste, dass dasselbe keineswegs einen Gang, sondern vielmehr ein Lager im Dolomit darstellt und dass die schwerspathführenden Gänge des alten Gebirges sämmtlich am Zechsteinrande aufhören.

eigenthümliche Vereinigung von Kalkspath, Zeolithen und mannigfachen anderen Mineralien mit Silber-, Arsen-, Antimon-, Blei-, Zink- und anderen Erzen; im N. von Andreasberg setzen ausschliesslich Quarz- und Eisensteingänge auf, die nur hie und da auch etwas Kupfer führen, und im S., SW. und W. jener Bergstadt endlich finden wir fast nur Eisen- und Kupfererzführende Schwerspathgänge. Weder diese noch die Eisensteingänge setzen jemals in den von den Grenzruscheln umschlossenen Raum hinein.

Um das Gebundensein der Silbererzgänge an den Innenraum der beiden Grenzruscheln zu erklären, nahm H. CREDNER an, dass die mit thonigem Material ausgefüllten, mächtigen Ruschelspalten undurchdringbare Dämme für die aus der Tiefe emporsteigenden, das Material der Silbererzgänge liefernden Solutionen gewesen seien, und dass deshalb die Entstehung dieser Gänge ganz auf den Innenraum der Ruscheln beschränkt blieb. Auf alle Fälle muss man annehmen, dass der Absatz von Mineralien und Erzen innerhalb der Ruscheln unter wesentlich anderen Bedingungen erfolgte, wie ausserhalb derselben. Es wäre wohl möglich, dass dabei die grossen, ehemals mit denen des Matthiasschmidtsberges und des Wäschgrundes direct zusammenhängenden Diabasmassen, welche in den tieferen Regionen des Andreasberger Erzfeldes vorhanden sein müssen, eine wesentliche Rolle gespielt haben. Einen Fingerzeig dafür könnte man darin sehen, dass die Zeolithe, die eine so eigenthümliche Erscheinung der edlen Andreasberger Gänge bilden, auch ausserhalb des Erzfeldes ganz an den Diabas gebunden, in diesem aber ziemlich verbreitet sind (Datolith und Prehnit im Wäschgrund, an der Schleife, am Matthiasschmidtsberg, Trutenbeek etc.). Der Quarz- und Eisengehalt der Gänge im N. von Andreasberg lässt sich wohl auf den Granit zurückführen, und zwar um so leichter, als derselbe in der Nähe der Spalten stark verändert zu sein pflegt — wie schon daraus hervorgeht, dass die Feldspäthe dort fast immer in eine grünliche, steinmarkähnliche Substanz verwandelt sind. Schwerer dürfte es sein, den Ursprung des Schwerspaths der Lauterberger Ganggruppe nachzuweisen. Da indess die fraglichen Gänge ganz überwiegend in der Tanner Grauwacke aufsetzen, so

wäre es möglich, dass der Feldspath dieses Gesteins die Quelle ihrer Mineral- und Erzausfüllung bildet.

Zum Schluss möchte ich noch auf einige Erscheinungen hinweisen, die sich durch die oben beschriebenen Spalten in sehr befriedigender Weise erklären lassen. Dahin gehört einmal die Art des Auftretens des Granits der Waage und der Birken in Gestalt eines langen, schmalen, vom Oder- bis zum Sieberthale reichenden, von der Hauptmasse des Brockengranits fast ganz getrennten Streifens. Diese auffällige Form, wie auch die Richtung der fraglichen Granitpartie erklärt sich sehr einfach dadurch, dass sie zwischen zwei in hercynischer Richtung verlaufenden Spalten liegt. Aber auch die Thatsache, dass die meisten im Granitgebiet auftretenden Hornfelsschollen (wie der Kl. Oderberg, der Rehberg, der Hahnenklee, die Achtermannshöhe, der Wurmberg, die Verbindungslinie der beiden Winterberge) eine ausgesprochen nordwestliche Richtung besitzen, während doch das Schichtenstreichen nach NO. gerichtet ist, wird dadurch verständlich, dass jene letzten Ueberbleibsel einer ehemals zusammenhängenden, den Granit überlagernden Schichtendecke zwischen Spalten liegen, die in hercynischer Richtung verlaufen. Auch das Nebeneinandervorkommen zweier petrographisch sehr verschiedener Granitvarietäten endlich, die ursprünglich nicht demselben Erstarrungsniveau angehört haben können (wie ein derartiger Fall auf Seite 433 aus dem Oderthal beschrieben worden ist), wird durch den Nachweis von Spalten, welche die beiden Varietäten trennen, leicht begreiflich.

Ueber das Ober-Rothliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trier'schen Gegend.

Von Herrn **H. Grebe** in Trier.

(Hierzu Tafel XII.)

Bei den geognostischen Specialuntersuchungen in der Trier-schen Gegend haben sich in jüngster Zeit so viele neue Resultate ergeben, dass es von Interesse ist, schon bevor die Specialkarten (1 : 25000) erscheinen, darüber etwas Näheres mitzutheilen[1]).

Ein ganz neues Ergebniss derselben ist es, dass das Ober-Rothliegende, das früher nur am NW.-Rande des Unterdevons bei Uerzig a. d. Mosel und an einigen anderen Punkten im Alfthale als schmale Partie bekannt war, in der Bucht des Unterdevons zwischen Uerzig, Springiersbach, Bausendorf, zwischen Platten und Wittlich in grosser Ausdehnung vorkommt und südwestlich über Trier hinaus fortsetzt, dass der grösste Theil dessen, was früher in dieser Bucht als Buntsandstein angegeben wurde, zum Ober-Rothliegenden gehört, und es konnten auch mehrere Glieder desselben unterschieden werden.

Dann hatte die Trias auf älteren und neueren geologischen Karten von der Trier'schen Gegend ein recht einförmiges Ansehen. Aber wie gewährt eine Uebersichtskarte der geologischen Verhältnisse dieser Formation ein so auffallend buntes Bild. Der Muschelkalk z. B. erscheint auf dieser nur an den Rändern der Plateaus

---

[1]) Die Karte zu der Abhandlung »Ueber die Quarzit-Sättel im südöstlichen Theile des Hunsrücks« in diesem Jahrbuche für 1880 stimmt nicht in allen Theilen vollständig überein mit der Karte, welche zu der nachfolgenden Abhandlung gehört, und ich habe mich durch später erfolgte Untersuchungen veranlasst gesehen, Manches anders darzustellen, als es dort geschehen. Es sind jedoch keine wesentlichen Abänderungen. Namentlich wurde die Ausdehnung der Schotterablagerungen an den Gehängen der Quarzitrücken an einigen Stellen anders angegeben; dann sind noch die vielen Diabasvorkommen im Unterdevon hinzugefügt worden.

NW. und SW. von Trier oder in einzelnen Rücken und schmalen Schollen zwischen Verwerfungen, während die Plateaus selbst meist aus Keuper in grosser Ausdehnung bestehen. Das Bild von der Trias wird hier um so mannichfaltiger, weil eine ganz aussergewöhnliche Zahl kleinerer und grösserer Verwerfungen durch dieselbe setzt, wodurch das Gebirge an einzelnen Stellen wie zerhackt erscheint.

Tertiäre Ablagerungen waren früher hier gar nicht nachgewiesen und sind theilweise ganz übersehen, theilweise als Diluvium angegeben worden. Aber schon bei der geologischen Bearbeitung des Terrains SW. von Trier fanden sich auf dem Triasplateau zwischen der Saar und Mosel im Kreise Saarburg und Merzig an manchen Stellen viele Blöcke von Braunkohlenquarzit (früher »Trappquarz, Knollenstein« genannt) bei 1000 bis 1200 Fuss Meereshöhe. In gleicher Meereshöhe wurden in neuerer Zeit auf den Plateaus N. und NO. von Trier ausgedehnte und mächtige Ablagerungen von runden, weissen Kieseln angetroffen, die ebenso wie die mächtigen weissen Thone, die in der Gegend von Speicher, Binsfeld damit vorkommen, dem Tertiär angehören werden.

Das Diluvium kommt in der Trier'schen Gegend in grosser Verbreitung vor; es schliesst sich den tertiären Ablagerungen an, und es sind besonders an der Mosel und Saar eine ganze Reihe höherer und niederer Terrassen zu unterscheiden, welche mit diluvialen Niederschlägen bis zu den jetzigen Thalsohlen herab bedeckt sind. Man erkennt daran in auffälliger Weise, wie sich das Bett unserer Flüsse und Bäche allmählich gesenkt und wie sich auch die Richtung derselben, namentlich des Mosel- und Saarlaufes zum Theil geändert hat.

Das Ober-Rothliegende dehnt sich auf der linken Seite der Mosel vom unteren Alfthale, wo es an einigen Stellen dem Unterdevon aufgelagert ist, an dem Rande desselben in südwestlicher Richtung nach Schweich hin aus und setzt dann auf der rechten Moselseite noch eine kurze Strecke nach Ruwer fort. Von da nach Conz hin tritt es nur an einer Stelle im Moselthale zu Tage, scheint aber unter dem Alluvium der Thalsohle fortzusetzen, denn bei Anlage der Fundamente der Pfalzeler Eisenbahnbrücke traf man bei 6 Meter Tiefe ein Conglomerat an, das dem bei

Ruwer anstehenden ganz gleichkommt und an beiden Stellen Stücke von verwittertem Porphyr einschliesst. Auch beim Abteufen von Brunnenschächten in der Nähe von Trier fand man ein ähnliches Conglomerat unter dem Moselalluvium. — Die Stelle, wo es dicht am Moselufer zu Tage tritt, ist bei St. Medart (Vorort von Trier). Hier wurde es bei dem niedrigen Wasserstande der Mosel im vorigen Sommer wahrgenommen auf einer Länge von 1 bis 200 Meter als ein grobes Conglomerat, bestehend aus vorherrschend Quarzbrocken bis Eigrösse, aus Quarzit mit vereinzelten, verwitterten Porphyrbrocken. Die Schichten des Ober-Rothliegenden bei St. Medart fallen mit 10 Grad gegen NW. ein.

In den Erläuterungen zu Blatt Saarburg wurde bereits erwähnt, dass in der Nähe von Bahnhof Conz Ober-Rothliegendes auf Hunsrücker Schiefer auflagert und zwar nahe über dem Bahnplanum und dass eine zweite sehr beschränkte Stelle des Vorkommens am Tobiashaus SW. von Wawern sei.

Weiter südlich ist es an der Grenze von Unterdevon und der Trias nicht mehr nachweisbar. Erst am Südrande des Unterdevons bei Saarhölzbach, Mettlach und Ponten tritt es wieder auf. Von hier setzt das Ober-Rothliegende, nur auf eine kurze Strecke von 4 bis 5 Kilometer von Buntsandstein bedeckt, am südöstlichen Rande des Unterdevons ununterbrochen fort bis zum Primsthale, zum Theil zwischen Klüften eingekeilt. Von diesem Thale bis in die Gegend von Birkenfeld erfüllt es eine grosse Mulde von Unter-Rothliegenden, deren nördlicher Flügel sich am Rande des Unterdevons anlehnt, während der südliche Muldenflügel von der unteren Prims nach der Nahe hin verläuft. Dann findet eine Unterbrechung des Ober-Rothliegenden durch Grenzmelaphyr zwischen Hoppstädten und Oberstein statt. Von hier setzt es ohne Unterbrechung fort bis in die Kreuznacher Gegend.

Das Ober-Rothliegende im Saar- und Nahegebiete ist seit einer Reihe von Jahren einer ganz eingehenden geologischen Untersuchung unterzogen worden, und es konnten dort auch bei diesem so mächtig entwickelten Gebirgsgliede verschiedene Abtheilungen gemacht werden. — Es sind an der Nahe drei Hauptabtheilungen des Ober-Rothliegenden unterschieden worden, die sich auch an

der Mosel wieder erkennen liessen, kommen hier aber in viel geringerer Mächtigkeit vor.

Das Ober-Rothliegende, wie es sich von der Saar nach der Nahe erstreckt, ist eingetheilt worden, wie folgt:

Untere Abtheilung (Untere Söterner Schichten)	Unterer Thonstein. Oberer Thonstein.

Zwischen beiden häufig eine Decke von basaltischem Melaphyr und Melaphyrmandelstein (Grenzmelaphyr).

Mittlere Abtheilung (Obere Söterner Schichten)	Melaphyr- und Quarzitconglomerat, oft auch mit Porphyrstücken. Geröllegruppe, ohne Melaphyr.
Obere Abtheilung	Monzinger Schichten, feinkörnige, rothe Schieferthone mit Conglomeraten. Kreuznacher Schichten, feinkörnige rothe Sandsteine.

Die Thonsteine sind im Saar- und Nahegebiet überall mehr oder weniger entwickelt. Der untere Thonstein, oft aber auch ein grobes Porphyrconglomerat, tritt am Nordflügel oben erwähnter Mulde nur schwach hervor; darüber folgt eine Decke von Melaphyr, darauf der obere Thonstein in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 60 Meter, und es stellt sich derselbe überall als eine ziegelrothe Porphyrbreccie dar, die viele Stücke von devonischem Schiefer einschliesst. Dagegen ist am südlichen Muldenflügel von Selbach bis Sötern das grobe Conglomerat des unteren Thonsteins besonders entwickelt und tritt hier stets über den oberen Schichten des Unter-Rothliegenden, den oberen Lebacher Sandsteinen, hervor. Eine grössere Entwickelung dieses groben Porphyrconglomerates gewahrt man noch weiter östlich nach Birkenfeld hin und ist Vieles hier, was früher als Porphyr auf geologischen Karten angegeben wurde, als Porphyrconglomerat (unterer Thonstein) erkannt worden.

Ueber dem Grenzmelaphyr zwischen Selbach und Sötern tritt der obere Thonstein anfangs nur schwach hervor, nimmt aber nach Sötern hin eine grössere Mächtigkeit an. Zwischen Birkenfeld und der pfälzischen Grenze dehnt der Grenzmelaphyr sich in grosser Breite aus. An seinen Rändern auf der NW.-Seite ist der untere Thonstein meist nur wenig entblösst, auch auf der SO.-Seite, soweit bis jetzt die eingehenderen geologischen Unter-

suchungen dieser Gegend sich erstreckten. Erst im Meckenbacher Thale unterhalb Kirn erscheint der untere Thonstein über den oberen Lebacher Schichten wieder in einer Mächtigkeit von 15 Meter als eine weniger grobkörnige Porphyrbreccie von hellrother und graurother Färbung plattenförmig abgesondert. Die Platten werden an mehreren Stellen gebrochen und zur Bedeckung von Hausfluren verwandt. Im Krebsweiler Thal oberhalb Kirn, in dem sämmtliche Schichten vom Unter-Rothliegenden bis zur mittleren Abtheilung des Ober-Rothliegenden mit den Melaphyreinlagerungen aufgeschlossen sind, ist über den oberen Lebacher Schichten der untere Thonstein nur schwach vertreten, dagegen in grösserer Mächtigkeit die ziegelrothe, in ihrem lithologischen Charakter im ganzen Saar-Nahegebiet sich gleich bleibende Porphyrbreccie des oberen Thonsteins. Am mächtigsten abgelagert in eben genanntem Gebiete findet sich die mittlere Abtheilung des Ober-Rothliegenden. An der Basis sind es sehr grobe Melaphyr- und Quarz- und Quarzitconglomerate, die häufig auch kleine Porphyrstücke führen, nach oben werden die Melaphyr-, Quarz- und Quarzitgeschiebe kleiner, im Hangenden verlieren sich Melaphyr- und Porphyrbrocken gänzlich und trifft man nur mehr ein loses Gerölle von Quarz und Quarzit an. Diese mittlere Abtheilung des Ober-Rothliegenden (die oberen Söterner Schichten) erreicht am Priesberg und Petersberg SW. von Sötern eine Mächtigkeit von 80 Meter. In einigen Seitenthälern auf der rechten Seite der Nahe, besonders bei Kirchenbollenbach trifft man in dieser mittleren Abtheilung nicht selten ein festes Melaphyrconglomerat, das nur ganz vereinzelt Quarz- und Quarzitgeschiebe einschliesst und wenn die Melaphyrstücke weniger abgerundet sind, so kann man das Gestein leicht für Melaphyrmandelstein ansehen. An der unteren Nahe, besonders in der Gegend von Monzingen, verschwinden die groben Conglomerate der mittleren Abtheilung und es treten die feinkörnigen, glimmerreichen, rothen Schieferthone der oberen Abtheilung auf, die aber häufig noch mit Bänken von weniger groben Conglomeraten wechsellagern; endlich bei Kreuznach erscheint vorherrschend ein mehr oder weniger feinkörniger Sandstein von rother und bunter Farbe, der für Buntsandstein angesehen werden

könnte; indess findet man bei genauerer Betrachtung, dass mit den Sandkörnern viele kleine Schieferstücke vorkommen und ausserdem weisse Kaolinbröckchen, die aus Porphyr hervorgegangen zu sein scheinen. Nachdem die genaue Durchforschung des Ober-Rothliegenden im Saar- und Nahegebiete vorausgegangen und die verschiedenen Abtheilungen festgestellt waren, konnte auch in der trierschen Gegend dasselbe eingehender studirt werden. — Es hat dabei sich ergeben, dass auch hier die obigen drei Hauptabtheilungen vertreten sind. Bei der unteren fehlt der untere Thonstein, der obere ist indess am Rande des Unterdevons an mehreren Stellen gut aufgeschlossen, am besten bei Urzig a/Mosel in einer Mächtigkeit von 20—30 Meter. Wenn man vom Orte die Strasse nach dem Bahnhof Uerzig verfolgt, so sieht man braunrothe Schieferschichten des Unterdevons anstehen bis zu 100 Fuss über der Mosel, darauf folgt eine Porphyrbreccie, die dem oberen Thonstein im Nahegebiete ganz ähnlich ist. Darüber fehlt das Melaphyrbrocken einschliessende Conglomerat, dafür ist ein 30 Meter mächtiges, rothes Quarzit- und Quarzconglomerat vorhanden. Im Hangenden folgen dann die feinkörnigen, mürben Sandsteine, die sich bis gegen Bausendorf ausdehnen. — In nordöstlicher Richtung setzt der obere Thonstein am Rande des Unterdevons noch etwa 7 Kilometer bis zum Alfbach unterhalb Bengel fort und kommt dann eine kleine Partie davon auf Devon ruhend vor am Reiler Hals, dicht am Wege Bengel-Alf, 200 Fuss über dem Alfbach. Von Uerzig in südwestlicher Richtung ist der obere Thonstein wieder gut aufgeschlossen am Wege von Rachtig nach Bausendorf und in gleicher Mächtigkeit wie bei Uerzig. Dann tritt derselbe unter einer starken Schotterdecke auf beiden Seiten des Biberbaches südöstlich von Station Wittlich hervor. Am NW.-Rande des Unterdevons gen Clausen und Schweich hin ist diese untere Abtheilung des Ober-Rothliegenden nur wenig entblösst und kommen hier auch grosse Ablagerungen von Schotter und Diluvium vor. Auf der rechten Moselseite ruht zwischen Longuich und Ruwer auf dem Devon eine Porphyrbreccie, die dem oberen Thonstein ähnlich sieht. Die groben Conglomerate der mittleren Abtheilung sind, wie vorher erwähnt, am Wege von Uerzig nach

dem Bahnhofe durch feinkörnigen Sandstein bedeckt, treten aber bei Bausendorf am Südrande des Kondelwalder Devons wieder auf mit südlichem Einfallen, während sie bei Uerzig ein nördliches Einfallen zeigen, sie bilden demnach eine Mulde zwischen dem Kordelwald und dem Devon von Uerzig. Im Alfthal bei Kinderbeuren und Bengel sind die Conglomerate zu beiden Seiten des Thales aufgeschlossen, auf der linken mit südlichen und auf der rechten Seite mit nördlichen Einfallen. Schwächer entwickelt sind sie weiter nach Südwesten am Lieser- und Salmbach, dagegen treten nahe am Rande des Devons bei Schweich, Kenn und Ruwer mehr oder weniger grobe Conglomerate, bestehend aus Stücken von Quarz, Quarzit, Devonschiefer und vereinzelt auch von verwittertem Porphyr hervor. Des Vorkommens eines ähnlichen Conglomerates unter dem Moselalluvium an der Pfalzeler Brücke und am Moselufer bei St. Medart wurde bereits gedacht. Auf der linken Seite der Mosel ist von den Conglomeraten, wie sie bei Kenn und Ruwer anstehen, nichts mehr zu sehen, hier ist am Thalrande von Trier bis Ehrang nur Vogesensandstein mit den unteren Conglomeraten desselben; zwischen Ehrang und Quint beginnen die Sandsteine der oberen Abtheilung des Ober-Rothliegenden und reichen dieselben bei Quint auch nur 20 — 30 Meter über den Moselspiegel; es scheint zwischen den Conglomeraten auf der rechten und zwischen den Sandsteinen auf der linken Moselseite eine Verwerfung zu verlaufen. Dieselbe dürfte in der Richtung des Moselthales liegen und durch die breite Thalsohle von SW. nach NO. über Schweich fortsetzen. Es beginnt in der That N. von Tawern und westlich von Conz eine Kluft, die aber nur bis zum Vogesensandstein nachgewiesen werden konnte. Dieselbe würde dasselbe Streichen haben, wie jene, welche von Sirzenich (NW. von Trier) nach dem Kockelsberg zieht und die bei der Beschreibung der Trias weiter unten noch erwähnt werden wird.

Die obere Abtheilung des Ober-Rothliegenden, die sich von Quint über Hetzerath ins Salm- und Lieserthal verbreitet, stellt sich in ganz ähnlicher Beschaffenheit dar, wie an der Nahe, in der Gegend von Monzingen und Kreuznach: braunrothe, mürbe Sandsteine mit sandigen Schieferthonen im Wechsel mit weniger groben

und untergeordneten Conglomeraten, nach oben vorherrschend feinkörnige, tiefbraunrothe Sandsteine mit schmalen Bänken von kleinkörnigem Conglomerat, die viel milchweissen Quarz führen. Die Sandsteine bestehen oft nur aus ganz kleinen Schieferbrocken; sie zeigen häufig wie an der Nahe grünlichweisse Flecken, meist ist das Gestein mürbe und bröckelig und zerfällt leicht an der Luft; die Sandsteine sind selten so deutlich geschichtet wie der Buntsandstein; sie sind auch zuweilen bunt. Rothe und weisse Bänke wechseln mit einander, wie es auch bei Kreuznach wahrgenommen wurde und sehen dann aus wie Buntsandstein. Im Bahneinschnitt bei Wilhelmsdorf, unfern Hetzerath fand man bei der Anlage desselben in der Sohle einen dunkelen, fast schwarzen, bröckeligen Schieferletten, wie er an der Nahe in dieser oberen Abtheilung noch nicht beobachtet worden ist. Dann ist noch erwähnenswerth, dass am Lüxemberg bei Bombogen 2½ Kilometer nördlich der Station Wittlich ein 10—15 Meter mächtiger Gang von Basalt[1]) in Stunde 9 mit 70 Grad gegen NO. einfallend durch den feinkörnigen Sandstein des Ober-Rothliegenden setzt. Der Basalt wird hier zum Strassenbau genommen und ist dadurch die Stelle jetzt gut aufgeschlossen. An der Contactstelle ist zu beiden Seiten des Ganges der Sandstein auf mehrere Meter im Hangenden und Liegenden ganz gefrittet und so dicht geworden, dass er manchem Quarzit ähnlich sieht; erst 6—8 Meter im Hangenden und Liegenden hat der Sandstein wieder sein gewöhnliches Aussehen und ist buntfarbig. Die Schichten des Ober-Rothliegenden streichen im Allgemeinen von WSW. nach ONO. und fallen gegen NW. ein, zwischen Ruwer und Kenn mit 30, bei Hetzerath mit 25 Grad, nur bei Bausendorf und Bengel wurde ein Einfallen der Schichten von 10—15 Grad gegen S. und SW. beobachtet.

Es kommen vielfache Zerklüftungen im Ober-Rothliegenden, namentlich in der oberen Abtheilung desselben vor und sind dieselben, wie es auch in der Kreuznacher Gegend wahrgenommen worden ist, mehr oder weniger geneigt, während die Schichten

---

[1]) Nach einer gefälligen Mittheilung des Herrn von Dechen hat Herr Zirkel diesen Basalt als Pikrit erkannt, bestehend aus Olivin, Magnesiaglimmer, Augit und Hornblende, enthält keine Spur von Feldspath, Nephelin und Leucit.

des Buntsandsteins meist vertikal zerklüftet sind. An dem schönen Profil der oberen Abtheilung bei der Quint setzen viele Sprünge durch die Schichten in nördlicher Richtung, die auch beim Bau des Quinter Tunnels bemerkt werden konnten. Die Grenze des Ober-Rothliegenden und des Vogesensandsteins ist zwischen Quint und Wittlich meist von Schottermassen bedeckt und sind nur wenige gute Aufschlüsse vorhanden. Bei diesen erscheinen als Grenzgesteine sandig-dolomitische Schichten, die jedoch nur sehr schwach entwickelt auftreten und beginnt der Vogesensandstein in concordanter Auflagerung auf dem Ober-Rothliegenden mit einer ziemlich mächtigen Bank groben Conglomerates. Am neuen Wege von Sehlem nach Dodenburg sind diese Conglomerate ca. 20 Meter mächtig und findet man an der Grenze gegen das Ober-Rothliegende Knollen von röthlich grauem, schimmerndem, krystallinischem Dolomit, wie sie auch an der Saar in der Nähe von Mettlach und Ponten früher an der Grenze beider Formationen angetroffen worden sind.

Die Trias umgiebt hier in einer grösseren Verbreitung den südwestlichen Theil des rheinischen Unterdevons. Sie dehnt sich vom Rande desselben bei Trier bis zum Devon der Eifel und der Ardennen aus und füllt den grossen Busen zwischen den Ardennen, der Eifel und dem südwestlichen Ausläufer des Hunsrücks aus. Zwischen diesen Gebirgszügen bildet sie eine grosse Mulde, die sich gegen NO. bis in die Wittlicher Gegend erstreckt. Vom NW.-Rande des Devons an der Mosel fallen die Triasschichten gegen NW. sanft ein. An der Sauer zwischen Echternach und Bollendorf trifft man den tiefsten Theil der Mulde, so dass die oberen Keuperschichten hier nur 350—400 Fuss über dem Sauerthale liegen, sie sind von unterem Lias (Luxemburger Sandstein und Gryphitenkalk) bedeckt. Weiter an der Sauer aufwärts treten die mittleren Glieder der Trias wieder hervor und nach Vianden hin Buntsandstein und unterer Muschelkalk. Der Buntsandstein lagert von da gegen NO. in grösserer Breite an das Eifeler Devon und setzt gegen SW. am Rande des Ardenner Devon fort. Bis jetzt wurde die Trias in der trierschen Gegend zwischen der Saar und Mosel näher untersucht; zwischen der Mosel und Sauer nördlich

bis Bollendorf und Bitburg, östlich bis Wittlich und gerade dieses Gebiet zeichnet sich aus durch eine grosse Menge von Verwerfungen. Es sei nun zunächst etwas Näheres erwähnt über die Triasgesteine selbst. Sie erscheinen hier in derselben oder doch in ähnlicher Beschaffenheit wie an der oberen Saar, wie sie in den Erläuterungen zu den Blättern von der oberen Saargegend näher beschrieben worden sind.

An der unteren Saar lagert der Buntsandstein zum Theil auf dem Unterdevon, zum Theil lehnt er sich an die alten Schichten an. Von Conz bis Ruwer bildet die Mosel die Grenze zwischen beiden Bildungen, dann lehnt, wie oben näher erwähnt, von Ruwer bis zum Alfthale Ober-Rothliegendes an das Devon, das bis in die Gegend von Salmrohr von Buntsandstein zum Theil überlagert ist. An der Kyll ist derselbe sehr mächtig entblösst und reicht von der Kyll aufwärts bis Philippsheim. Dann kommt er wieder bei Erdorf jenseits einer grossen Verwerfung zum Vorschein und setzt nun ununterbrochen fort bis in die Gegend von St. Thomas, bis an das Devon der Eifel. Auf der rechten Kyllseite dehnt sich der Buntsandstein von da breit aus bis in die Gegend von Huscheid und verläuft dann als mehr oder weniger breites Band am Rande des Eifeler Devons bis zu den Ardennen; auf der linken Kyllseite geht er bis in die Nähe des Mosenbergs bei Manderscheid. Von Conz, die Mosel aufwärts reicht der Buntsandstein nur bis zu der grossen Verwerfung von Wasserliesch, 4 Kilometer von Conz. An der Sauer tritt er zwischen zwei parallel verlaufenden Verwerfungen von Born bis Wintersdorf hervor, in geringer Ausdehnung, ebenfalls zwischen Verwerfungen bei Godendorf. In den Seitenthälern auf der linken Moselseite bei Zewen und Euren reicht er nur bis an die grosse Kluft, die von Igel nach der Kyll hin verläuft; an der Trier-Aachener Strasse, am Galgenberg, stösst er an derselben Kluft ab. Auf der linken Moselseite bei Trier fällt der Buntsandstein ganz steil gegen das Thal ab, zu beiden Seiten der unteren Kyll bildet er hohe, steile und felsige Gehänge; an der Kyll und Mosel erhebt er sich 500—600 Fuss über die Thalsohle. Er besteht aus zwei Abtheilungen, dem Vogesensandstein und dem Voltziensandstein. Ersterer nimmt bei Weitem die grösste Mächtigkeit ein,

an der Basis finden sich Conglomeratbänke von 10 bis 20 Meter Mächtigkeit, dann folgt in mehr oder weniger mächtigen Bänken ein grobkörniger Quarzsandstein von hellrother Farbe mit spärlichen Glimmerschüppchen und wenigen Thongallen. Die Schichten sind oft buntfarbig; dann ist das Gestein zerreiblich und zu Werksteinen nicht geeignet. Häufig kommen in den oberen Schichten des Vogesensandsteins Schalen von Brauneisenstein vor. In der Nähe von Trier am meisten am Wege nach Lorich, auf dem Kreuzerberg und in dem Pfalzeler Walde. Es setzen zuweilen auch schmale Gänge von Brauneisenstein durch den Sandstein, meist von SW. nach NO. streichend und bis zu 70 Grad einfallend. — Dann ist hier noch zu erwähnen, dass sich in den hangenden Schichten manchmal noch eine Conglomeratbank zeigt von 1 bis 2 Metern Stärke; einzelne Geschiebe im Sandstein kommen in dieser ganzen Abtheilung vor.

An der Grenze gegen die obere Abtheilung, den Voltziensandstein, bemerkt man oft viele weisse Kiesel, zuweilen auch Dolomitknauern und eine bläuliche Färbung der Schichten. Beim Fehlen dieser Merkmale wurde die Grenze zwischen beiden Abtheilungen da gezogen, wo die feinkörnigen, sehr glimmerreichen Thonsandsteine mit mächtigen Bänken beginnen. Der Voltziensandstein stellt sich meist als schmales Band zwischen dem Vogesensandstein und dem unteren Muschelkalk in einer Mächtigkeit von 40, 50 und mehr Meter dar, oder er bedeckt auch die aus Vogesensandstein bestehenden Kuppen in grösserer Ausdehnung. Der Buntsandstein an der unteren Sauer zwischen den Klüften bei Born und Wintersdorf, sowie bei Gorndorf ist Voltziensandstein. Die feinkörnigen, glimmerreichen Thonsandsteine dieser Abtheilung haben eine hellrothe, graulichrothe bis weisse Farbe. Der Glimmer ist besonders auf den Schichtflächen angehäuft. Sie liefern gute Werksteine und werden an der Saar und Kyll vielfach gebrochen. Während die Schichten in den tieferen Lagen 1 bis 2 Meter mächtig sind, folgen nach oben dünnplattige Sandsteine, dann an der Grenze gegen den unteren Muschelkalk rothe Thone mit dünnschieferigem Sandstein. Hier kommen auch schon thierische Reste vor (Estherien, Lingulae und Gasteropoden). Pflanzenreste finden sich im Voltzien-

sandstein vielfach, jedoch nicht so häufig, wie an der oberen Saar, sie bedecken oft ganze Flächen des Gesteins, sind aber meist unbestimmbar. *Voltzia heterophylla* und *Anomopteris Mougeoti* wurden auf der linken Moselseite angetroffen, bei Zewen, in den Steinbrüchen bei Butzweiler, Cordel, bei Orenhofen, in der Nähe von Kyllburg (letztere in grossen Exemplaren) und bei Wintersdorf an der Sauer. Mit den Pflanzenresten finden sich auch Kupferfossilien (erdige Kupferlasur und Malachit), die man an einigen Stellen bergmännisch zu gewinnen versucht hat.

Die jetzt folgenden Schichten gehören den **Muschelkalkformationen** an, wenn gleich sie zunächst noch als Sandstein fortsetzen.

Die untere Abtheilung des Muschelkalkes, der Muschelsandstein, tritt zum Theil isolirt auf den Plateau's des Buntsandsteins hervor, zum Theil zwischen Verwerfungen eingekeilt, gewöhnlich aber bedeckt er die Vorplateau's der Rücken des Hauptmuschelkalks, wie sie westlich der Saar oder nordwestlich der Mosel bei Trier sich von S. nach N. forterstrecken. Es ist ein feinkörniger Sandstein mit thonig-kalkigem Bindemittel im Wechsel mit kalkigen und dolomitischen Schichten. Er ist meist graulichweiss, schmutziggelb und röthlichgrau; er führt viele Glimmerschüppchen, besonders auf den Schichtflächen, zeigt häufig auch Manganflecken. Der Muschelsandstein kommt in Bänken von $^1/_2$ bis 1 Meter Stärke vor, meist aber dünnplattig und liefert ein geschätztes Baumaterial. Er führt oft Versteinerungen, die auch nicht selten ausgewittert auf den Feldern zerstreut liegen: *Myophoria vulgaris, Gervillia socialis, Ostrea complicata, Pecten discites,* ferner *Myacites*formen, *Tellina edentula*, Gasteropoden, Fisch- und Saurierreste. In den dolomitischen Schichten kommen auch häufig Stielglieder von *Encrinus liliiformis* vor. Die Mächtigkeit dieser Abtheilung ist 60—80 Meter.

An der Grenze gegen den mittleren Muschelkalk tritt in geringer Mächtigkeit Dolomit auf, der grau und röthlich gefärbt, meist zellige Beschaffenheit hat; darin findet sich *Myophoria orbicularis.*

Die mittlere Abtheilung des Muschelkalks zeigt an der Basis rothe und graue Thone, darüber folgen röthliche sandig-

schieferige Mergel und grauer Schieferletten, häufig mit Pseudomorphosen nach Steinsalz. Dann folgen nach oben Zellendolomite und Schieferletten in Wechsellagerung und damit kommen Gypslager vor, welche eine Mächtigkeit von 6—8 Meter erreichen. Schmale Schnüre von Steinsalz hat man zwischen den Gypsschichten von Igel gefunden, auch die Salzquellen an der oberen Mosel und Sauer mögen in diesen Schichten ihren Ursprung haben. Diese Abtheilung ist über 40 Meter mächtig. An der Grenze gegen den Hauptmuschelkalk kommen graulichweisse und weisse mergelige Kalke (Dolomite) bis 3 Meter mächtig vor, in denen sich stellenweise *Lingula tenuissima* findet, daher sie den Namen Ligulakalke führen.

Der Hauptmuschelkalk erscheint westlich der Saar als ein langgestreckter Rücken, der sich an der oberen Leuk (Seitenthal der Saar) an den Quarzit des Schwarzbruchs lehnt; seine östliche Grenzlinie verläuft von da nach Wasserliesch a. M.; dann setzt er von der Mosel über Helenenberg und über die Kyll nach Dudeldorf fort. Von dem Plateau zwischen Saar und Mosel fallen die Schichten so stark gegen W. ein, dass dieselben an der Mosel (bei Remich) in 6 Kilometer Entfernung schon in der Thalsohle liegen, sie befinden sich hier in einem 500—600 Fuss tieferen Niveau. Weiter gegen O. von der angeführten Linie Schwarzbruch-Dudeldorf kommen noch kleinere und grössere Schollen von Hauptmuschelkalk vor, die zwischen Verwerfungen liegen. NW. von Trier findet eine Einsenkung des Hauptmuschelkalks statt, so dass schon im Sauerthal bei Echternach die Schichten verschwunden sind. Er erscheint zwischen Saar und Mosel und westlich der Kyll an den Rändern des Plateaus oft nur als schmales Band auf der Karte, weil er von Keuper oder auch von jüngeren Bildungen bedeckt ist (er zerfällt in Trochitenkalk und oberen Muschelkalk (Nodosenkalk).

Der Trochitenkalk wechselt in seiner Mächtigkeit; er erreicht eine solche von 80 Meter. Der Nodosenkalk dagegen nur 30 bis 40 Meter. Ersterer kommt in Bänken vor von $^1/_2$—1 Meter Dicke, dieselben bestehen aus asch- und hellgrauen, auch gelblichen, dichten, oft glaukonitischen Kalken, die häufig dolomitisch

werden. Stielglieder von *Encrinus liliiformis* finden sich überall darin, seltener Theile der Krone. Eine vollständige Krone von *Encrinus liliiformis* fand sich nur an einer Stelle an der Römerstrasse bei Kümmern im Kreise Saarburg. Ausserdem kommen *Terebratula vulgaris*, *Lima striata*, *Ostrea subanomia*, Gasteropoden, Saurier- und Fischreste vor. Der Trochitenkalk wird vielfach gebrochen und zum Brennen verwandt.

Eine einigermaassen scharfe Grenze gegen den auflagernden oberen Muschelkalk, den Nodosenkalk ist nicht wahrnehmbar; deshalb wurde die Grenze da gezogen, wo die Encriniten-Stielglieder aufhören. Die oberen Schichten bestehen gewöhnlich aus grauem mehr oder weniger deutlich dolomitischen Kalkstein, zuweilen in mergeliger Beschaffenheit; oft ist er dünnplattig. In der Gegend von Eisenach und Gilzen (Landkreis Trier) kommt er besonders in sehr grossen Platten von 10 Decimeter Dicke vor, die eine knotige und wulstige Oberfläche zeigen. Während an der oberen Saar und auch in der Merziger Gegend der Nodosenkalk über den Bänken des Trochitenkalks durch das häufige Auftreten von *Ceratites nodosus* ausgezeichnet ist, kommt dieses Fossil weiter nördlich ganz vereinzelt vor und wurde nur an folgenden Stellen angetroffen: Am Hammelsberg bei Perl, in einem Steinbruch bei Oberleuken, in den Steinbrüchen am Herresthaler Hof, und am Neuhaus an der Trier-Aachener Strasse. Schon auf dem Muschelkalkrücken westlich von Wellingen und Wehingen nach Perl hin beginnt *Cerat. nodosus* zu verschwinden. Der obere Muschelkalk ist überhaupt arm an Versteinerungen; zuweilen kommen vor *Gervillia socialis* und *Lima striata*, häufiger Fisch- und Saurierreste.

Der Keuper tritt in dem südlichen Theile unseres Gebietes zwischen Saar und Mosel an der Abdachung des Muschelkalkplateaus zur Mosel auf und ist auf der rechten Seite derselben von vielen diluvialen Ablagerungen bedeckt. Westlich von Trier zwischen der Mosel und Sauer ist er zwischen grossen Klüften eingesenkt; die Hauptpartie ist hier von der grossen Kluft Wasserliesch-Sirzenich auf der SO.-Seite und nordwestlich von der Kluft Grewenig-Udelfangen begrenzt. Dann treten weiter nördlich kleinere

Partieen von Keuper zwischen anderen Klüften hervor. Auf dem Plateau von Helenenberg liegt er meist auf der westlichen Abdachung desselben gegen das Sauer- und Niemsthal und ist dann auf der rechten Seite der Niems von den mächtigen Bänken des Luxemburger Sandsteins bedeckt, unter denen er im Prüm- und Sauerthal (zwischen Echternach und Bollendorf) wieder zum Vorschein kommt. Auf dem Plateau zwischen Helenenberg und Bitburg ist der Keuper vielfach von jüngeren Bildungen (Tertiär) bedeckt. Auf die linke Kyllseite setzt er östlich Bitburg über und tritt hier an mehreren Stellen auf dem Plateau von Metterich unter jüngeren Bildungen hervor.

In dem südlichen Theile zwischen Saar und Mosel und zwischen der Mosel und Sauer erscheinen hauptsächlich die drei Abtheilungen des unteren Keupers, nämlich die Lettenkohlenschichten. Der untere Keuper enthält bei uns wenig Gesteine, die den Abbau lohnen und dies erschwert die Untersuchung desselben in hohem Grade; die Aufschlüsse in demselben sind überhaupt spärlich, dazu kommt die häufige Bedeckung von jüngeren Bildungen. — An der Basis kommen schmale Bänke von dichtem Dolomit vor, damit treten rothe und gelbe sandige Schichten mit Cardinien auf, die nur selten zu stärkeren Sandsteinlagen anschwellen. Die dichten unteren Dolomite sind grau, gelblich und weiss, führen überall, wenn auch spärlich, *Myophoria Goldfussi*; die sandigen Schichten zeigen nicht selten Pflanzenreste. Darüber folgen dann die bunten Mergel der mittleren Abtheilung, 30 bis 40 Meter mächtig und in weiter Verbreitung; sie machen sich überall leicht durch die charakteristische rothe, grünliche und gelbliche Färbung kenntlich. In geringerer Mächtigkeit als der untere erscheint der obere (Grenz-) Dolomit. Er ist meist ein poröses, zelliges Gestein, das viel in Blöcken auftritt, gelblich gefärbt, reich an Versteinerungen, besonders an *Myophoria Goldfussi* ist.

Von dem mittleren Keuper, der aus dem Gypskeuper und den Steinmergeln besteht, ist die untere Abtheilung NW. von Trier bis zur Sauer nur wenig vertreten. Erst jenseits der Verwerfung, die gleich unterhalb Echternach durchsetzt, tritt sie

ziemlich mächtig hervor. In dem interessanten Profil von dem mittleren Keuper in der Ernzener Schlucht, Echternach gegenüber, ist der Gypskeuper 50 Meter mächtig. Hier wechseln bunte Mergel mit dünnen Gypsschichten; darüber liegt ein mürber, graulichrother Sandstein, 3 Meter mächtig (Schilfsandstein), welcher den Gypskeuper von den Steinmergeln trennt. Diese sind in der Ernzener Schlucht über 60 Meter mächtig. Die oberen Keuper-Schichten (Rhätischen) sind hier nicht aufgeschlossen, dagegen aber die rothen Thone an der Grenze gegen den unteren Lias angedeutet. Ehe man auf das Plateau von Ernzen gelangt, treten die mächtigen Bänke des Luxemburger Sandsteins hervor, der bei Ernzen von Gryphidenkalk bedeckt ist. Die Grenzschichten zwischen dem oberen Keuper und dem unteren Lias sind besser aufgeschlossen am Wege von Irrel a. Prüm nach der Burg Prüm zur Lay, an dem über den rothen Grenzthonen die schwarzen bituminösen Kalke mit *Ammonites planorbis* liegen, die schon zum unteren Lias zu rechnen sind. Auch am Wege von Alsdorf nach Holzthum sind diese oberen Keuper- und unteren Liasschichten gut entblösst. 40 Meter über dem Niemsthale treten die oberen Keupersandsteine (Rhät) auf. Rechts vom Wege ist ein Steinbruch, in dem die Sandsteinbänke 2—3 Meter mächtig sind; darüber liegt rother fetter Thon. Am Wege selbst folgen über den rothen Thonen mehrere Meter mächtige schwarze bituminöse Kalksteine mit *Ammonites planorbis*, die beim Anschlagen stark riechen, weiter ins Hangende graue Thone und Mergel, welche dann von Luxemburger Sandstein überlagert sind. Beim Absteigen vom Plateau auf demselben Wege nach Holzthum treten die grauen Thone und Mergel unter dem Luxemburger Sandstein mächtiger hervor, etwa 20 Meter; dann folgen die schwarzen bituminösen Kalksteine, auch hier *Ammonites planorbis* führend, ziemlich mächtig, und tiefer sind auch die rothen fetten Thone über dem oberen Keupersandsteine angedeutet. Die dann folgenden Steinmergel sind auch hier 50—60 Meter mächtig. Etwas weniger mächtig ist der Gypskeuper, der fast bis zur Thalsohle der Prüm niedersetzt. 40 Meter über derselben befindet sich SO. von Holzthum im Gypskeuper ein Gypsbruch. Hier erscheinen in den Mergeln des Gypskeupers häufig die Pseudomorphosen nach

Steinsalz, wie sie auch sonst fast nirgends in denselben fehlen. Der Sandstein (Schilfsandstein) zwischen den Steinmergeln und dem Gypskeuper konnte bis jetzt nur gut entwickelt beobachtet werden in der Gegend von Echternach und Bollendorf, am Wege nach der Nussbaumer Hardt.

Verwerfungen in der Trias.

Der vielen Verwerfungen in unserer Trias zwischen Saar und Mosel und NW. von Trier wurde schon oben gedacht. Während der Theil der Trias, der an die älteren Gesteine, an den SW.-Rand des Hochwaldquarzits lagert, die Saar aufwärts bis in die Gegend von Saarbrücken weniger gestört ist — es kommen in dieser Gegend zwar sehr grosse, aber nur wenige Verwerfungen vor — beginnt schon gleich am W.- und NW.-Rande des Unterdevons der Saar eine auffallende Zerreissung der Triasschichten, die, je mehr man sich der Mosel und der unteren Saar in westlicher Richtung nähert, zunimmt. Am meisten zerrissen ist das Triasgebiet zwischen der Mosel und der unteren Sauer, denn man überschreitet von Trier in der Richtung nach Rahlingen auf einer Entfernung von nur etwa 10 Kilometer mehr als ein Dutzend Verwerfungen. Wandert man die Strasse von Trier nach Helenenberg, so überschreitet man auch dieselben, die nächste recht auffallende am Galgenberg, 2 Kilometer von Trier, auf die schon STEININGER aufmerksam machte, und gesellen sich in dieser Richtung noch einige kleinere Verwerfungen hinzu. Dem aufmerksamen Beobachter wird auf diesem Wege schon die eigenthümliche Oberflächengestaltung des Terrains zur Linken, zumal aber zur Rechten in der Aacher Gegend überraschen, die zum grösseren Theil eine Folge der Gebirgsstörungen ist. Es treten zu beiden Seiten der Strasse Kuppen und Rücken von Hauptmuschelkalk, zum Theil mit ganz steilem Absturz hervor, an deren Fuss Keuperschichten ruhen, so z. B. am Galgenberg, W. von Trierweiler und an der Höhe »auf der Forst« bei Fusenich oder am Galgenberg bei Trier, auf dessen Südseite Voltziensandstein anlehnt. So sind bei der Erosion die Unebenheiten des Terrains, durch die Verwerfungen hervorgerufen, doch lange nicht ganz ausgeglichen worden.

Erst je mehr man sich auf vorerwähnter Strasse dem Plateau von Helenenberg und Bitburg nähert, tritt eine grössere Ruhe in der Lagerung der Gebirgsschichten ein. Es setzen auf demselben auf eine Entfernung von etwa 15 Kilometer nur noch vier Klüfte durch. Das Terrain NW. und N. von Bitburg bis zum Eifeler Devon ist noch nicht näher untersucht worden, aber es kommen auch in dieser Richtung noch Störungen in der Trias vor. Einige kleinere führt auch die v. Dechen'sche Section Neuerburg an. Mehrere Sprünge westlich der Saar konnten bis an das Devon verfolgt werden und setzen jedenfalls auch in diesem fort; wegen der Gleichartigkeit des Unterdevons zwischen der Quarzitgrenze von Oberhamm und Conz, wo zu beiden Seiten der Saar überall die blauschwarzen Hunsrückschiefer anstehen, konnten in diesen Gesteinen keine Verwerfungen nachgewiesen werden. — Was die Richtungen anlangt, in denen die vielen Klüfte durch unsere Trias setzen, so nimmt man wahr, dass dieselben vorherrschend von SW. nach NO. verlaufen, oder genauer in Stunde 3—4 und in Stunde 2—3. An der oberen Saar verläuft der grosse Sprung von Siersdorf in Stunde 4 und konnte in NO.-Richtung bis in die Gegend von Wadern auf 20 Kilometer Entfernung von der Saar verfolgt werden. Gegen SW. ist er von Weiss (Section Gross-Hemmersdorf) bis zur Lothringischen Grenze nachgewiesen worden. Auch einige kleine Klüfte saarabwärts zeigen diese Streichungslinie in h. 4. Ebenso einige Sprünge auf der NW.-Seite des breiten Quarzitrückens, der von der Saar in nordöstlicher Richtung durch den Hochwald zieht, streichen in Stunde 3—4. Dann setzt aber von dem grossen Sprung bei Freudenburg ein solcher in fast nördlicher Richtung auf eine Entfernung von fast 15 Kilometern über Cahren nach dem alten Saarthale, W. von Bibelhausen durch und von diesem gabelt sich ein zweiter in NW.-Richtung von Meurig nach Fisch hin ab. Ein grösserer Sprung in der Richtung von SO. nach NW. giebt auch Weiss an, der von Unterfelsberg nach Kerperich verläuft. Ausser diesen beiden und grossen sind aber nur wenige kleinere Querklüfte bekannt geworden. Die Sprünge zwischen der unteren Saar und Mosel, zwischen Saarburg und Grevenmacher nehmen schon eine mehr nördliche Richtung an,

streichen in Stunde 2—3 und setzen in dieser Richtung NW. von Trier durch, z. Th. bis in die Nähe des Kyllthales, z. Th. über dasselbe hinaus. In derselben Richtung verläuft auch ein Theil des Moselthales. Von Sierck bis Remich ist die Richtung der Mosel eine fast nördliche, dann macht sie einige starke Krümmungen. Unterhalb Ehnen aber hält sie diejenige Richtung der Verwerfungen ein, wie solche zu beiden Seiten der Mosel auftreten. Der Theil des Moselthales von Machtum bis Wasserbillig liegt zwischen zwei grossen parallelen Klüften, zwischen welchen Triasgesteine grabenförmig tief eingesunken sind. Im Grossen und Ganzen sind diese Klüfte geradlinig, sie weichen aber von der parallelen Richtung häufig ab; es kommt auch vor, dass sie sich verzweigen, mitunter auch durchsetzen und dann haben die kleineren die Richtung in Stunde 4, die grösseren in Stunde 2—3. Es kommt auch vor, dass zwei auf eine längere Erstreckung parallel verlaufende Sprünge in einem spitzen Winkel zusammenlaufen, so dass der zwischen beiden eingeschlossene Gebirgstheil keilförmig erscheint, so auf der W.-Seite des Kyllthales an mehreren Stellen. Besonders interessant ist hier eine Localität, W. von Cordel, in der das Auskeilen der gesunkenen Triasschichten zwischen zwei Sprüngen recht auffallend hervortritt. Die ganze Reihe der Gesteine vom Voltziensandstein bis zum unteren Keuper ist um 100 Meter gesunken und hier förmlich zwischen den Buntsandstein eingekeilt. Diese grosse Einsenkung der Gebirgspartie zwischen den beiden Klüften lässt sich über Wasserbillig hinaus auf eine Länge von über 20 Kilometer bis zur Sauer und Mosel und ins Luxemburgische verfolgen. Bei Wasserbillig stellen sich die Verhältnisse so dar, dass in der Thalsohle sich untere Keuperschichten finden, während die Gehänge zu beiden Seiten der Mosel aus mittlerem und Hauptmuschelkalk bestehen. Die westliche von beiden Klüften ist in einem Steinbruch bei Udelfangen deutlich aufgeschlossen. Im Eingang zu demselben von der S.-Seite stehen die bunten Mergel der Lettenkohle an, dicht daneben befindet sich Muschelsandstein in starken Bänken. Die östliche Kluft ist nahe der Klauter Mühle, Grevenmacher gegenüber, am besten wahrnehmbar, wie dies in den Erläuterungen zu Blatt Winchringen bereits er-

wähnt worden ist. Es möge hier nochmals wiederholt werden, was dort über diese Gebirgsstörung gesagt ist: »Westlich an der Kluft lagern untere Keuperschichten. In dem tiefen Wassergraben unterhalb der Klauter Mühle sind die Schichten aufgeschlossen und es war im hohem Grade interessant, hier darzuthun, dass die im unteren Theil des Grabens lagernden sandigen Schiefer im Wechsel mit grauen und bunten Thonen und Mergelkalk dem unteren Keuper, die im oberen Theile aufgeschlossenen Schichten dem mittleren Muschelkalk angehören. Beide Abtheilungen, in regelmässiger Ablagerung in so verschiedenem Niveau liegend, führen bunte Thone, beide mergelig-sandige Schichten mit Pseudomorphosen nach Steinsalz und wenn man diesen Graben begeht, ohne zu wissen, dass eine so mächtige Kluft durchsetzt, könnte man leicht beide Schichtensysteme für ident halten; im Graben weiter aufwärts treten die Bänke des Trochitenkalks hervor.« Die Einsenkung der Gebirgsschichten zwischen beiden Klüften dehnt sich über den Nitteler Kopf nach Machtum und Nieder-Donwen ins Luxemburgische aus. Am Fusse des Nitteler Kopfes steht unmittelbar am Moselufer Trochitenkalk an. Die östliche Kluft streicht in Stunde $2^3/_4$ und es liegen auf ihrer östlichen Seite die Schichten des Trochitenkalks 80 Meter über dem Moselspiegel. Die westliche Kluft streicht in 500 Meter Entfernung. An der westlichen Seite derselben wird Muschelsandstein in mehreren Steinbrüchen gebrochen. Dieser Sprung ist an dem Eingang zu den Kalksteinbrüchen, Machtum gegenüber, deutlich aufgeschlossen, so dass hier neben dem Kalk Muschelsandsein ansteht. Durch den Tunnel der Moselbahn ist diese Kluft auch in der Tiefe aufgeschlossen worden. Schon im Voraus konnte durch genaue Feststellung der Streichungslinie der westlichen Kluft bestimmt werden, dass der Tunnel bei circa 200 Meter vom unteren Tunnelportal aus, dieselbe erreichen würde.

Bei Wasserbillig ändert die Mosel ihren bis dahin nordnordöstlichen Lauf und wendet sich anfangs in östlicher und dann in südöstlicher Richtung bis zur Einmündung der Saar. Hier treten zwischen Wasserbillig und Igel auf 4 Kilometer Entfernung recht bedeutende Verwerfungen auf und sind dieselben durch das Aus-

waschen der Mosel gut entblösst. Wenn man sich von Conz nach Wasserbillig wendet, so verlässt man bei Conz das Unterdevon. Jenseits der Mosel steht am Berggehänge Vogesensandstein mit einer Conglomeratbank an der Basis an. Dieselbe ist in dem nahen Einschnitt der Bahn nach Trier (l. M.) gut aufgeschlossen und im Durchschnitt 8 Meter mächtig. Hier setzen mehrere kleine Klüfte quer durch und liegt die Conglomeratbank bald in der Sohle des Einschnitts, bald 3—4 Meter höher. Bei Igel trifft man die erste grössere Verwerfung; sie ist am klarsten auf dem Reiniger Kapellenberg zu sehen. Oestlich der Kapelle ist ein Steinbruch im Muschelsandstein; dicht daneben steht Trochitenkalk an. Die Schichten sind hier auf der W.-Seite der Kluft um mindestens 40 Meter eingesunken. Dieselbe konnte vom Löberg bei Sirzenich bis Fellerich auf eine Länge von 10 Kilometer verfolgt werden, $2^1/_2$ Kilometer NO. von Igel zweigt von derselben eine Kluft ab, die am südlichen Abhang des Galgenbergs durchzieht und sich im Vogesensandstein des Biwerthales verliert. Auf die Igeler Kluft trifft südwestlich des Reiniger Kapellenbergs eine solche, die W. von Tawern durchsetzt, und welche fast bis nach Remich hin verfolgt werden konnte. Es verdient noch erwähnt zu werden, dass zwischen dem Reiniger Kapellenberg und dem Rosenberg bei Tawern an die zuletzt erwähnte Kluft eine andere stösst, die die Richtung des Moselthales zwischen Conz und Schweich hat und bis Schweich hin fortsetzen dürfte, wie oben bei Beschreibung des Ober-Rothliegenden angedeutet worden ist. Schreitet man im Moselthal von Igel nach Wasserbillig etwa 1500 Meter weiter voran, so verlieren sich die hohen steilen Felsen des Vogesensandsteins plötzlich und über den Weinbergen zur Rechten ragen mächtige Schichten vom Hauptmuschelkalk hervor. Darunter sind grosse Gypsbrüche, dann fehlt in den Weinbergen bis zur Thalsohle jeder Aufschluss, indess steht am Moselufer bei kleinem Wasserstand Muschelsandstein an. Die Schichten auf der Ostseite der Kluft bestehen bis auf circa 30 Meter Höhe aus Vogesensandstein, der auflagernde Voltziensandstein ist 25—30 Meter mächtig; gegen das Plateau ist Muschelsandstein aufgeschlossen. Die Schichten sind durch diese Kluft um fast 100 Meter verworfen und ist hier

eine der grössten Gebirgsstörungen der Trias an der Mosel. Diese Verwerfung kann gegen NO. bis an die Kyll, gegen SW. bis in die Gegend von Winchringen auf eine Länge von 30 Kilometer verfolgt werden. Kaum 100 Meter weiter nach Wasserbillig hin, trifft man einen dritten Sprung, auf dessen westlicher Seite die Schichten wieder um circa 50 Meter gesunken sind, so dass der Trochitenkalk fast bis zur Thalsohle niedergeht. Derselbe bildet, wie es scheint, eine Querspalte, von der Höhe »auf der Pfeilte« W. von Liersberg bis Oberbillig verlaufend. — Ein vierter ziemlich mächtiger Sprung befindet sich nahe am linken Sauerufer. In dem Bahneinschnitt steht Muschelsandstein an, am Sauerufer auf der W.-Seite des Sprungs Trochitenkalk, derselbe steht auch dicht am Moselufer oberhalb Wasserbillig an. Dann folgt jenseits Wasserbillig eine weitere Einsenkung der Schichten, so dass die Lettenkohle unter der Thalsohle liegt, sie wurde hier bei Anlagen von Brunnen angetroffen und mögen die Triasschichten auf die kurze Entfernung von Igel nach Wasserbillig (etwa 4 Kilometer) über 200 Meter eingesunken sein.

Saueraufwärts treten oberhalb Metzdorf wieder untere Glieder der Trias, Voltziensandstein und Muschelsandstein hervor und halten an bis in die Nähe von Wintersdorf. Hier setzen zwei Parallelsprünge durch, zwischen welchen ein Gebirgstheil in der Breite von 800 Meter eingesunken ist. Dann steht am rechten Sauerufer nochmals Voltziensandstein, aber nur auf 500 Meter Länge an, worauf neue Einsenkungen erfolgen. Indess erscheint noch einmal im unteren Laufe der Sauer jenseits einer Verwerfung bei Godendorf der Voltziensandstein auf eine kurze Strecke. Auf der NW.-Seite einer Kluft, die durch Minden geht, sinken die Triasschichten so tief ein, dass Trochitenkalk an das Ufer der Sauer tritt, der bis zur Kluft an der Mindener Lay sich ausdehnt. Weiter die Sauer aufwärts bestehen die Gehänge zu beiden Seiten aus mittlerem und oberem Keuper, über dem der Luxemburger Sandstein etwa 400 Fuss über dem Thal in grossen Felspartieen hervorragt.

Ein Theil der Verwerfungen an der unteren Sauer scheinen weit ins Luxemburgische zu gehen. Vielleicht bildet die grosse

Verwerfung, die im Bahneinschnitt von Fentigen und dann im unteren und mittleren Jura von Esch aufgeschlossen ist, die Fortsetzung einer solchen an der unteren Sauer. Die vor einigen Jahren erschienene geologische Karte von Luxemburg (von Wies) im Maassstabe von 1 : 40 000 zeigt keine dieser Verwerfungen, weder die oben erwähnte grosse bei Esch, noch die vielen an Sauer und Mosel. Leider fehlt es noch in diesem Nachbarlande an einer guten Terrainkarte in grösserem Maassstabe und so lange diese nicht vorhanden, werden sich auch die vielen und grossen Verwerfungen dort nicht genau verfolgen lassen.

Die tertiären Bildungen unserer Gegend bestehen vorherrschend aus z. Th. recht mächtigen Quarzgeröllen, weissem Thon und Sand, sowie vereinzelten Blöcken von Braunkohlenquarzit und liegen, wie oben schon erwähnt bei 1000—1200 Fuss Meereshöhe auf dem Trias-Plateau zwischen Saar und Mosel, spärlicher auf dem NW. von Trier, dehnen sich aber weit über das Plateau von Helenenberg und Bitburg und auf der linken Kyllseite über das zwischen Speicher, Zemmer und Binsfeld aus, ferner über die Höhen zu beiden Seiten des Salmbaches; hier theils auf Buntsandstein, theils auf Unterdevon lagernd. Auch auf den plateauförmigen Höhen von Grosslittgen, dem Rücken zwischen der kleinen Kyll und der Lieser und weiter östlich auf den Höhen bei Ober- und Niederscheidtweiler kommen viele und oft recht mächtige Ablagerungen von weissen, ganz abgerundeten Quarzgeröllen vor und werden gewiss noch mehr tertiäre Bildungen angetroffen worden, je weiter die geologischen Specialaufnahmen gegen Osten und Norden fortschreiten. Südlich nach der Mosel hin werden Ablagerungen von weissem Thon gefunden bei 1100—1200 Fuss Meereshöhe auf dem Plateau NW. von Kövenich und weisse Quarzgerölle in gleicher Höhe zwischen Ferres und Riwenich. Die isolirten 1000 Fuss hohen Buntsandsteinkuppen, der Asberg und Burgberg N. von Salmrohr, der Kalleberg W. von Dörbach sind mit den weissen Quarzgeröllen bedeckt, wie auch in grosser Ausdehnung das westlich sich befindliche Plateau von Dodenburg und das von diesem südlich gelegene zwischen Heckenmünster und Erlenbach.

Auf der Hochfläche NW. von Trier und namentlich auf der zwischen der unteren Saar und oberen Mosel kommen Blöcke von Braunkohlenquarzit in sandigem Boden vor; dieselben sind stark abgerundet, ihre Oberfläche ist glatt, bisweilen wie polirt und matt glänzend. Das Gestein ist sehr dicht, graulichweiss, röthlich und gelblich; bisweilen feinkörnig, sandig und enthält mitunter Quarzgerölle. Es fanden sich in mehreren dieser Blöcke Steinkerne von Helix. — Auf der Hochfläche bei Hellendorf und Bischdorf (Blatt Perl) findet man ausgedehnte Ablagerungen von Lehm, theilweise mit Sand und Geschieben (weisse Quarzgerölle), sowie mit vielen Körnern von Brauneisenstein, die in den Erläuterungen zu Blatt Perl unter dem Diluvium aufgeführt worden sind, sie werden wohl, da sie in gleicher Höhe wie die Braunkohlenquarzite liegen, auch dem Tertiär zuzurechnen sein. Ebenso zählen dazu die festen eisenschüssigen Conglomerate, die auf dem 1100 Fuss hohen Devonrücken zwischen Irsch und Zerf (Blatt Saarburg) vorhanden und erst nach der Publication dieser Section bekannt geworden sind. Vielleicht dürften auch die grossen lehmigen und sandigen Ablagerungen mit einzelnen Quarzgeröllen, sowie mit Körnern von Brauneisenstein bei Talling und an anderen Localitäten auf der Hochfläche des Devons, südlich der Mosel, tertiäre Bildungen sein. Dann ist mir erinnerlich, in früherer Zeit auf dem Plateau des Hunsrücks in der Gegend von Cappel Ablagerungen von weissen, ganz runden Quarzgeröllen beobachtet zu haben. Hier mag noch hingewiesen sein auf das Vorkommen von Braunkohle bei Eckfeld, NO. von Manderscheid, die schon im Jahre 1839 aufgefunden worden ist [1]). Alle diese jetzt isolirt vorkommenden Ablagerungen mögen vor der Thalbildung im Zusammenhang gewesen sein und wohl dem Tertiär angehören, so dass dieses vor der Erosion in unserer Gegend in grosser Ausdehnung vorhanden war. Die Braunkohle bei Eckfeld liegt freilich über 200 Fuss tiefer als das Plateau von Eckfeld und nur etwa

---

[1]) Ueber dieses Braunkohlenlager von Eckfeld in der Eifel hat Dr. C. O. Weber in den Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preuss. Rheinlande und Westfalen im 10. Jahrgang, Heft III u. IV, 1853 nähere Mittheilungen gemacht.

100 Fuss über dem Lieserthal, welches hier circa 1000 Fuss Meereshöhe hat, in einem Thalkessel (Seitenthal auf dem linken Ufer der Lieser), aber es könnte hier eine Einsenkung des Braunkohlenlagers erfolgt sein.

In grosser Mächtigkeit trifft man die weissen Quarzgerölle an in den Kiesgruben bei Dodenburg, bei Grosslittgen und in der Gegend von Niederkail: über 15 Meter mächtig in der grossen Kiesgrube, am Wege von Binsfeld nach Hof Muhlbach, wo die Gerölle mit weissem Thon, gelbem und weissem Sand wechsellagern. Sie kommen von Ei- bis Faustgrösse vor und bestehen fast nur aus weissem Quarz. Den Thon findet man in den Thongruben bei Speicher 9 Meter mächtig und wird gegenwärtig noch gewonnen bei Binsfeld; verlassene Thongruben sind in der Umgegend von Niederkail, Landscheid und Bruch; noch im Betrieb stehende auf der Höhe NW. von Kövenich. Mit den Geröllen treten nicht selten sehr feste Tertiärconglomerate auf, namentlich bei Dodenburg und Niederkail. Der tertiäre Brauneisenstein ist zwischen Zemmer und Herforst gewonnen worden; dann finden sich auch bei Picklissem u. a. O. verlassene Eisensteingruben.

Organische Reste sind ausser im Braunkohlenquarzit, den Pflanzenabdrücken in den Kohlen von Eckfeld und den vulkanischen Tuffen am Buerberge bei Schulz und N. von der Warth bei Daun bis jetzt noch nicht bekannt geworden. In neuester Zeit fand Herr O. Follmann Kieselholz in dem Kies bei Landscheidt.

Die diluvialen Ablagerungen an der Mosel und Saar unterscheiden sich in ihrem Material wesentlich von den vorher beschriebenen tertiären Bildungen. Es sind hier nicht mehr jene stark abgerundeten weissen Quarzgerölle mit Sand- und Thonlagen, sondern vielmehr Lehm und meist eckige Gerölle, die aus Quarzit, stark gefärbtem Quarz, Grauwacke und Buntsandstein bestehen; dazwischen wohl auch weisse, abgerundete Quarzgerölle wie im Tertiär, welche von den Plateaus herabgeschwemmt sind. — Sie kommen in grosser Ausdehnung an beiden Flüssen und den Nebenflüssen der Mosel vor und bedecken kleinere und grössere Terrassen zu beiden Seiten derselben oder liegen in alten Flussläufen, besonders in dem alten Moselthal zwischen Schweich und Platten.

Es lässt sich eine Reihe höherer und niederer Terrassen bis zu den jetzigen Thalsohlen der Flüsse unterscheiden und zeigen dieselben den Lauf der Flüsse von der ältesten Diluvial- bis zur Alluvialzeit und zugleich das allmähliche Sinken ihres Wasserstandes an.

Die höchsten Diluvialterrassen sind auf der rechten Moselseite bei Mariahof S. von Trier bei 400 bis 500 Fuss über der Mosel; hier lagert ein gelblicher Sand mit Geschieben bis 2 Meter mächtig. Diesen Terrassen entsprechen diejenigen, welche bei Liersberg und einige kleine auf der Höhe »auf der Pfeilte« N. von Igel und auf den Höhen N. von Ehrang verzeichnet sind. — Eine ca. 300 Fuss über der Thalsohle gelegene sehr ausgedehnte Diluvialterrasse ist die vom Roscheiderhof bei Conz, welcher die vom Wolfsberg bei Trier entspricht, auch die, welche sich von Irsch über Kernscheid, Tarforst nach dem Grüneberg und auf der rechten Ruwerseite über die Höhe zwischen Ruwer und Longnich und zwischen Longen und Ensch weiter erstreckt. An der Saar entsprechen diesen Terrassen die in gleicher Höhe über der Saar gelegenen bei Taben, Serrig, zwischen Beurig und Irsch-Büst, bei Schoden, zwischen Wawern und Cönen und auf dem Sonnenberg bei Ayll.

Eine ausgedehnte Diluvialterrasse, die etwa 60 Fuss über dem Moselthal liegt, nimmt man in der Gegend von Conz, westlich der Saar und auf der linken Moselseite zwischen Igel und Zewen wahr; sie findet ihre Fortsetzung in der plateauförmigen Erhöhung von Heiligkreuz bei Trier und auf der Fläche W. von Schweich. Die vielen kleinen und grossen Terrassen zu beiden Seiten der Mosel von Schweich abwärts nach Neumagen und weiter hin entsprechen in ihren Höhenlagen denen an der Mosel bei Trier und an der unteren Saar. Grosse ältere Diluvialablagerungen finden sich in dem alten Moselthal von Schweich über Hetzerath nach Platten hin. Besonders ausgedehnt ist die Diluvialfläche bei dem Hochkreuz, zwischen Bekond und Hetzerath. Sie muss das Bett der Mosel oder doch eines Moselarmes gewesen sein, als dieselbe noch in einem 200 bis 300 Fuss höheren Niveau verlief. Dieser alte Mosellauf lässt sich über Platten und von da weiter über Osann, Noviand, den Siebenbornerhof nach Lieser verfolgen. Aber es ist anzunehmen, dass gleichzeitig ein zweiter Moselarm von

Schweich abwärts in der Richtung des jetzigen Moselthales seinen Lauf hatte, da in gleicher Höhenlage wie bei dem Hochkreuz auch unterhalb Longnich Diluvialterassen vorkommen. Wenn man von einem höheren Punkte in der Nähe von Trier, etwa von Grüneberg seinen Blick nach Schweich hin wendet, so fällt auch die Niederung zwischen den Devonbergen zur Rechten und den Buntsandsteinhöhen zur Linken in der Fläche von dem Hochkreuz sehr auf und lässt die Oberflächengestaltung schon vermuthen, dass hier ehemals ein mächtiger Flusslauf gewesen. Derselbe bildet auch in seiner Richtung genau die Fortsetzung des Mosellaufes zwischen dem Devon und Buntsandstein von Conz bis Schweich.

Noch ein zweiter alter Mosellauf lässt sich zwischen Dusemond und Mühlheim durch diluviale Absätze nachweisen, die auf der ca. 300 Fuss hohen Fläche südlich von Dusemond nach Burgen zu liegen; hier muss in alter Zeit ein Moselarm seinen Weg über Burgen, Veldenz nach Mühlheim gehabt haben, um den inselförmig gestalteten schmalen Höhenrücken, Bitsch genannt, zwischen Burgen und Mühlheim. In den Erläuterungen zu Blatt Saarburg wurde schon darauf hingewiesen, wie auch zu beiden Seiten des jetzigen Saarthales alte Flussläufe zu erkennen sind. Die diluvialen Massen zwischen Beurig und Irsch-Büst deuten darauf, dass der frühere Lauf der Saar sich von Beurig aus gegen O. nach Irsch-Büst und von hier in einem grossen Bogen nach Okfeu zog und dann lässt das breite, ringförmige Thal auf der linken Saarseite, das sich von Okfeu über Ayll, Tobiashaus, dann über Wawern nach Bibelhausen ausdehnt, auf einen alten Flusslauf schliessen und erscheint der Aylerberg, den derselbe umgiebt, als Insel. — Ein anderes, grosses, ringförmiges Thal auf der rechten Saarseite verläuft von Wiltingen über Oberemmel, Crettnach, Ober- und Niedermennig nach Conz und sind zwischen Wiltingen und Obermennig viele Kiesablagerungen vorhanden; sie zeigen, dass einst ein mächtiger Wasserlauf durch dieses Thal gegangen ist.

In dem jüngeren Diluvium bei Wellen im Eisenbahneinschnitt zum Tunnel, sowie in den Kiesgruben bei Issel sind viele Reste von *Elephas primigenius* gefunden worden.

Die Sande
im norddeutschen Tieflande
und
die grosse diluviale Abschmelzperiode.

Von

Herrn **G. Berendt** in Berlin.

Im Allgemeinen und so auch vom Standpunkte der bis vor Kurzem in Deutschland bei Erklärung der Diluvialbildungen und ihrer Entstehung unumschränkt herrschenden Drifttheorie war man berechtigt, mit der Bildung deutlicher Strom-, Fluss- und Bachthäler und deren Gruppirung zu ausgeprägten Flusssystemen, wie sie die heutige Oberflächengestaltung Norddeutschlands erkennen lässt, die Trockenlage des bisherigen diluvialen Meeresbodens, d. h. das Ende der Diluvialzeit für einen solchen Theil der Erdoberfläche anzunehmen und die Alluvialzeit zu beginnen. Mit anderen Worten, alle nachweislich nach Bildung der Thäler in Norddeutschland entstandenen, in den letzteren abgesetzten Schichten hatte man ein Recht für alluvial anzusprechen. Wenn es sich somit des Weiteren herausstellte, dass neben der Bildung der heutigen Flusssysteme ein regelrechtes nur in höherem Niveau gelegenes und weit grossartigeres Flusssystem in Norddeutschland bestanden habe, aus welchem die gegenwärtig anscheinend sehr abweichenden Flusssysteme dennoch mit Leichtigkeit abzuleiten, und dessen Thalauswaschungen, auch wo sie heute von keinem Flusse mehr durchströmt werden, überall noch deutlich erkennbar sind, so war man ebenso berechtigt, ein solches als altalluvial abzutrennen und die in diesem höheren Niveau eine ausgeprägte

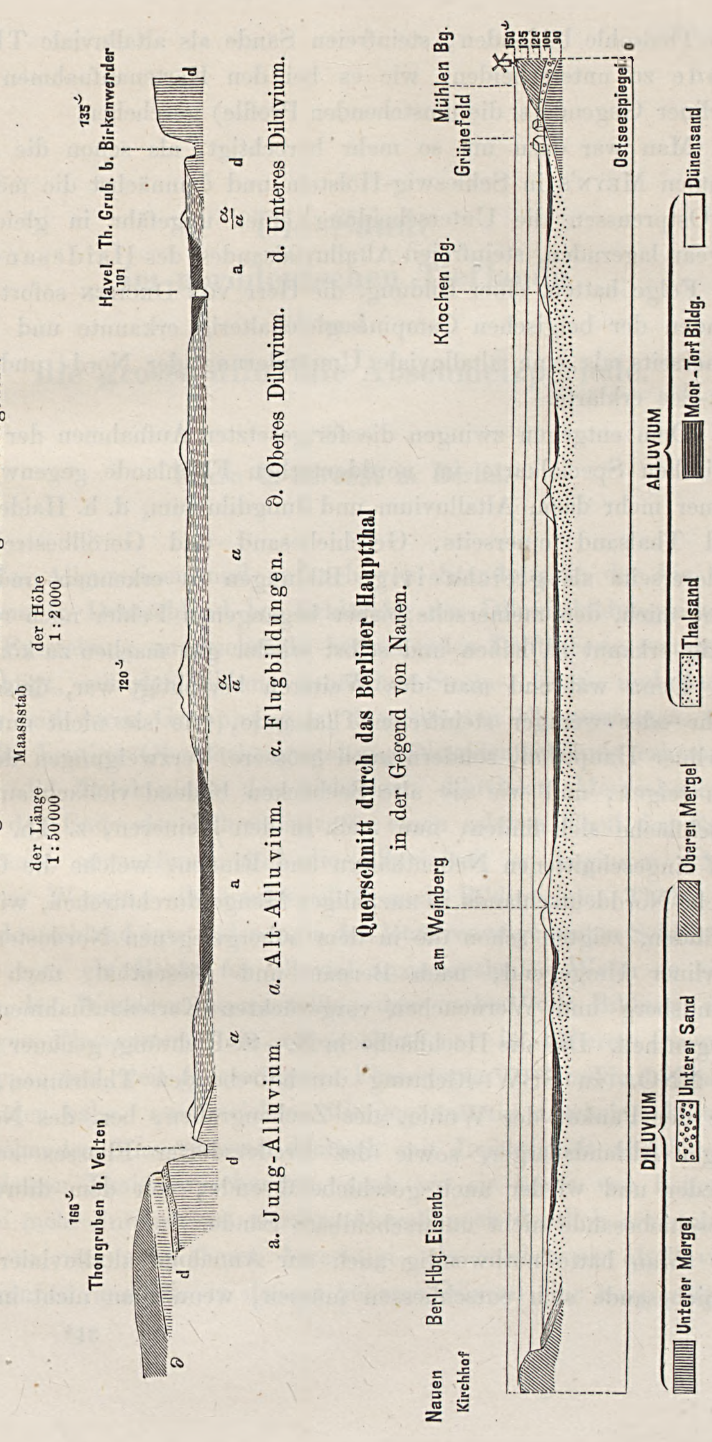
alte Thalsohle bildenden, steinfreien Sande als altalluviale Thalsande zu unterscheiden, wie es bei den Kartenaufnahmen der Berliner Gegend (s. die umstehenden Profile) geschehen.

Man war dazu um so mehr berechtigt, als schon die Aufnahmen Meyn's in Schleswig-Holstein und demnächst die meinen in Ostpreussen die Unterscheidung eines ungefähr in gleichem Niveau lagernden, steinfreien Altalluvialsandes, des Haidesandes, zur Folge hatten, einer Bildung, die Herr von Dechen sofort den Sanden der belgischen Campine gleichalterig erkannte und auch seinerseits als eine altalluviale Umränderung der Nord- und der Ost-See erklärte.

Dem entgegen zwingen die fortgesetzten Aufnahmen der geologischen Specialkarte im norddeutschen Flachlande gegenwärtig immer mehr dazu, Altalluvium und Jungdiluvium, d. h. Haidesand und Thalsand einerseits, Geschiebesand und Geröllbestreuung andererseits als gleichzeitige Bildungen zu erkennen und ich freue mich, den meinerseits bisher begangenen Fehler noch rechtzeitig erkannt zu haben und selbst wieder gut machen zu können.

Denn während man des Weiteren berechtigt war, dieselben mehr oder weniger steinfreien Thalsande, wie sie nicht nur das Berliner Hauptthal, sondern auch grössere Verzweigungen desselben zeigen, und wie sie alte Seebecken bildend vielfach auf der Hochfläche sich finden, nun auch in den kleineren, z. Th. recht tief eingeschnittenen Nebenthälern und Rinnen, welche die Oberfläche Norddeutschlands in unzähliger Menge durchfurchen, wiederzufinden, zeigten schon die in dem höhergelegenen Nordosten der Berliner Umgegend, nach Bernau und Biesenthal, nach Alt-Landsberg und Werneuchen vorgerückten Kartenaufnahmen das Gegentheil. Die die Hochfläche in N.—S.-Richtung, genauer meist in NNO.- zu SSW.-Richtung durchfurchenden Thalrinnen, wie die der Panke, der Wuhle, des Zochengraben, bez. des Neuenhagen-Altlandsberger, sowie des Fredersdorfer Fliesses zeigten wieder und wieder auch geschiebeführende, von dem diluvialen Geschiebesande nicht unterscheidbare Sande.

Man hätte nothwendig auch zur Annahme altalluvialer Geschiebesande sich entschliessen müssen, wenn man nicht in um-


Querschnitt durch das Havelthal
in der Linie der Sectionsgrenze von Blatt Oranienburg und Hennigsdorf.
Maassstab
der Länge 1:50000
der Höhe 1:2000
Thongruben b. Velten
166'
120'
Havel. 101
Th. Grub. b. Birkenwerder
135'
a. Jung-Alluvium. α. Alt-Alluvium. α. Flugbildungen. ∂. Oberes Diluvium. d. Unteres Diluvium.
Querschnitt durch das Berliner Hauptthal
in der Gegend von Nauen.
Nauen
Kirchhof
Berl. Hbg. Eisenb.
am Weinberg
Knochen Bg.
Grünefeld
Mühlen Bg.
Ostseespiegel 0
DILUVIUM
Unterer Mergel
Unterer Sand
Oberer Mergel
ALLUVIUM
Thalsand
Moor-Torf Bildg.
Dünensand
Maassstab der Länge 1:60000
Maassstab der Höhe 1:3000

gekehrter Richtung von der hier bis zu 400' Meereshöhe (Hirschfelder Haide bei Werneuchen) aufsteigenden Hochfläche hinabkommend zu anderen Schlüssen gelangt wäre. Die rastlosen Bemühungen Dr. Laufer's und Dr. Wahnschaffe's, hier eine Grenze oder auch nur ein Unterscheidungsmerkmal zwischen dem in ausgedehnten Flächen, Hochfläche wie Kuppen bedeckenden Geschiebesande und dem Geschiebesande der Thäler aufzufinden, waren stets fruchtlos. Nicht nur, dass der Geschiebesand der Höhe sich durch die flachere Fortsetzung ausgeprägter Thalauswaschungen auf der Höhe des Plateaus in zusammenhängender Decke fort- und zungenartig in den tieferen Theil des Thales hinabzieht, der Geschiebesand in seiner charakteristischen Ausbildung ist sogar in diesen tieferen, unteren Theilen der Thalrinne vielfach bis nahe zu ihrer Ausmündung in gleicher, ja oft verstärkter Mächtigkeit zu verfolgen.

Die Annahme des Vorhandenseins bez. der Bildung fast all dieser kleineren Nebenthäler und Rinnen zur Zeit, als sich der Geschiebesand bildete, ist dadurch nicht zu umgehen.

Es bieten diese, in den letzten zwei Jahren in der Berliner Umgegend gemachten Beobachtungen das Seitenstück zu mehrfachen früheren aus Westpreussen und Pommern. In Hinterpommern fielen mir schon vor Jahren verschiedene, auf jeder Generalstabskarte sofort in die Augen springende Thäler der Gegend von Pollnow durch den unverkennbaren Geschiebesand ihrer gegen zwei bis drei Kilometer breiten Thalsohlen auf. Namentlich aber war mir stets die Geschiebeführung der Sande des alten Berlin-Warschauer Hauptthales in der Gegend zwischen Bromberg und Thorn und oberhalb, soweit ich es kenne, auffällig gewesen und stets in Erinnerung geblieben.

In gewissem Grade fanden diese Beobachtungen aber auch ihre Bestätigung bei den von Prof. Scholz und Prof. Gruner ausgeführten Aufnahmen westlich der Elbe in der Gegend von Stendal und Gardelegen. Es zeigte sich dort nur der Unterschied, dass die Thalsenken, in welche sich der Geschiebesand mehr oder weniger deutlich auch hier hinabzog, dadurch, dass auch die darunter liegenden Diluvialschichten der Oberflächenform in ge-

wissem Grade folgen, dort weniger als Auswaschungsthäler sich zu erkennen gaben, und somit nicht denselben zwingenden Beweis liefern für die mit der Bildung des Geschiebesandes gleichzeitige der echten Thäler und Thalrinnen, oder mit andern Worten für die Geschiebesandbildung oberhalb des Meeresniveaus.

Meine Aufmerksamkeit war daher vor einer Entscheidung im verflossenen Sommer noch einmal ganz besonders auf die im Volksmunde trostlosesten Sandgegenden der Lüneburger Haide einerseits und der Tucheler Haide andererseits, sowie zweier nicht minder interessanter Haiden, der Jastrower Teufelshaide und der grossen schon mit der Jastrower Stadthaide beginnenden Zippnower Haide gerichtet. Die letzteren fasste ich vor allem deshalb ins Auge, weil sie im Gegensatz zu den erstgenannten, so recht der Hochfläche selbst, dem eigentlichen Landrücken angehörenden und in Norddeutschland gewissermassen als Typus dienenden Haiden sich geradezu auf einer alten, weiten Thalsohle befinden, welche jetzt von einer Anzahl dem breiten Thale der Küddow von Westen her zueilender Bäche durchfurcht wird.

Als Resultat ergiebt sich, dass hier überall

1) echter Geschiebesand, sowohl die eigentliche Höhe des Plateaus, wie auch die alte Thalsohle der dasselbe durchfurchenden Thäler bedeckt; dass
2) wo Thäler sich an ihrem oberen Ende in die flachwellige Plateaufläche verlieren, auch die Geschiebesande der Höhe und der Thalsohle in keiner Weise eine Abgrenzung zulassen; dass
3) wo auf grössere Entfernung ein petrographischer Unterschied der Sande auf der Höhe und im Thale bemerkbar wird, die Grösse der Geschiebe thalabwärts meist ab-, die Zahl derselben meist zunimmt, so dass nicht selten eine ausgesprochene Grand- und Geröllbedeckung der alten Thalsohle sich entwickelt; dass
4) dem Ausgange solcher Thäler zu, wenn nicht durch namhafte Vertiefung der gegenwärtigen die alte Thalsohle bei ihrem Uebergange ins Hauptthal gerade hier schon grösstentheils zerstört ist, eine abermalige Verkleinerung, gleich-

zeitig aber auch Abnahme der Geschiebe bemerkbar wird, und dass endlich

5) im Hauptthale selbst sich vielfach eine mehr oder weniger breite randliche Zone der Bestreuung des dasselbe erfüllenden Thalsandes oder des blossgelegten unteren Diluvialsandes mit meist nur noch wallnussgrossen Geschieben (des *ads* der Karten) erkennen lässt.

Es lässt sich somit im norddeutschen Flachlande eine Trennung des Geschiebesandes und des Thalsandes, so gerechtfertigt und nothwendig sie in petrographischer Hinsicht auch jetzt noch erscheint, der Zeit nach in keiner Weise mehr aufrecht erhalten, und ich sehe mich genöthigt, dieselben hinfort als vollkommen gleichalterig zu betrachten.

Wenn ich somit die bisher zeitlich gemachte Trennung zwischen Geschiebesand und Thalsand hiermit ausdrücklich zurücknehme, so glaube ich andererseits bereits ebenso berechtigt zu sein, auch den von Meyn wie von mir seither als altalluvial, dem Geschiebesande gegenübergestellten Haidesand mit ersterem der Zeit nach verschmelzen und nur als eine petrographische Abstufung gelten lassen zu dürfen. Liest man die letzte, etwa zwei Jahre vor seinem Tode geschriebene Abhandlung Meyn's, welche soeben als Erläuterung zu der von ihm noch vollendeten geologischen Uebersichtskarte Schleswig-Holsteins erschienen ist, aufmerksam durch, so kann man sich an der betreffenden Stelle des Eindruckes einer künstlichen Trennung nicht erwehren. Meyn sagt dort wörtlich[1]: »Während der Geschiebedecksand noch der Diluvialformation angehört und als jüngeres Diluvium unterschieden werden muss, gehört der Sand des Blachfeldes, der ihm so ähnlich ist und in der Nähe des Kammes der Halbinsel mit ihm zu einer breiten, welligen Hochfläche zusammenfliesst, bereits der Alluvialformation an und wird als älteres Alluvium unterschieden.... Er besteht aus grobem Sande ohne Rollsteine, nur mit Feuersteinbrocken, welche höchstens die Grösse einer Wallnuss erreichen; er ist oberflächlich ungeschichtet, wie der Geschiebe-

[1]) Abhandl. zur geol. Specialkarte von Preussen etc. Band III, Heft 3, S. 29.

(deck)sand.« »Weiter gegen Westen«, heisst es dann weiter, »geht das Blachfeld, welches immer tiefer und tiefer sinkt, und über welchem daher die Haiderücken (des Geschiebesandes) sich mehr erheben, rasch in die schlechte Haideebene über. Mit dieser aber beginnt der bekannte »steinleere, mehlige Haidesand« selbst und man vermisst eigentlich geradezu eine Auseinandersetzung, warum nicht die geschilderten drei Sande, Geschiebe(deck)sand, Blachfeldsand und Haidesand, nur als petrographische Abstufungen einer der Zeit nach gleichen Bildung anzusehen sind.

Thut man jedoch das letztere, verschmilzt man Haidesand und Geschiebesand zu einer gleichalterigen — es möge vor der Hand noch dahingestellt bleiben, ob diluvialen oder altalluvialen Bildung — und wendet diese Vereinfachung auf die schöne Meyn'sche Karte von Schleswig-Holstein durch Verschmelzung der gelben und hellbraunen Farbe an, so erstaunt man ob des plötzlich in auffallendster Weise vereinfachten, die dreifache Gürtelbildung, welche Meyn stets hervorhebt, in viel schlagenderer Weise zum Ausdruck bringenden Gesammtbildes, und kann schliesslich nicht umhin, in dieser dem systematischen Aufbau des Landes entsprechenden Vereinfachung einen, wenn auch nur indirecten Beweis für die Richtigkeit solcher Verschmelzung zu sehen. Ist es Meyn doch, wie auch schon aus der oben angezogenen Stelle herauszufühlen ist, schwer genug geworden, kartographisch die bisherige Trennung, selbst in dem kleinen Maassstabe der Karte, durchzuführen. Wäre es ihm vergönnt gewesen, noch in dem grossen Maassstabe der Messtischblätter zu arbeiten, er wäre sicher zu gleichen Resultaten gekommen, wie sie die Aufnahmen in der Berliner Gegend jetzt nothwendig machen.

Wie aus dem Vorhergehenden bereits hervorgehen dürfte, ist diese Vereinigung des bisher unterschiedenen Altalluviums und obersten Diluviums zu einer gleichalterigen Bildung jedoch nicht im Sinne der Drifttheorie zu verstehen, nach welcher die steinfreie Altalluvialbildung auf dem aus dem Wasserspiegel hervortauchenden Festlande stattgehabt und gleichzeitig geschiebeführende Jungdiluvialbildung im zurücktretenden Meere sich fortgesetzt hätte. In Wirklichkeit stellt sich das Verhältniss vielmehr

gerade umgekehrt: während die durch Geschiebe charakterisirte Jungdiluvialbildung, der Geschiebesand, in gleicher Weise den Rücken der Hochfläche und sogar gerade auch die höchsten Erhebungen derselben, wie den Boden der meisten, namentlich aller höher gelegenen, wenn auch noch so tief in diese Hochfläche eingeschnittenen Thäler und Rinnen, mithin fast das ganze, seiner ausgesprochenen Thalbildungen halber nothwendig als solches anzusprechende damalige Festland bedeckt, beschränken sich die seither als altalluvial bezeichneten Bildungen einerseits als Haidesand auf eine die Nordsee und Ostsee umrändernde Zone (Holland, Holstein, Ostpreussen), welche die Ausdehnung des gleichzeitig vorhandenen Meeres andeuten, andererseits auf die Sohle der in dieses Meer mündenden Hauptthäler (untere Elb-, bez. Berliner Hauptthal u. a.).

Vom Standpunkte der Drifttheorie dürfte ein solches Verhältniss unerklärbar bleiben. Denn betrachtet man das gesammte, vom Geschiebesande bedeckte Gebiet, mithin ganz Norddeutschland, zur Zeit der Geschiebesandbildung noch als Meeresboden, so bleibt die überall, namentlich östlich der Elbe, der Oder und der Weichsel bis nach Russland hinein so charakteristische und vielfach so scharfe, oft tief in unteres Diluvium einschneidende Thalbildung unerklärt und auch mit der freigebigsten Annahme von Meeresströmungen unvereinbar. Denkt man sich aber das genannte Gebiet als eben dem Meere entstiegenes, die letzte Geschiebesandbildung zeigendes Festland, bez. den Geschiebesand in den Thälern als eine zwar petrographisch gleiche aber altalluviale Bildung, so fehlen in gleicher Weise die enormen Massen strömender Wasser, welche doch bei einer solchen Thalausfurchung und dichten Rinnenbildung, wie ich sie als »grossartigste Diluvialfurchung Norddeutschlands« seinerzeit bezeichnete, unbedingt erforderlich sind.

Die allmählich mehr und mehr in ihre Rechte eintretende Binnenlandeis-Theorie löst dagegen gewissermaassen leicht das Räthsel zum neuen Beweise ihrer Richtigkeit. Die bei dem schliesslichen Schmelzen einer vorhandenen mächtigen Eisdecke überall in grosser Menge sich ergebenden Wasser erklären sofort

die Bildung des von jeher als »ein Zerstörungsprodukt nächstliegender tieferer Schichten, also des Diluvialmergels und Diluvialsandes« [1]) aufgefassten, auch von Dr. Wahnschaffe neuerdings [2]) in seiner Entstehung geschilderten oberen Diluvial- oder Geschiebesandes auf der ganzen Hochfläche und überall zwischen den nur als Gletscherbach zu betrachtenden Rinnen. Der Geschiebesand erscheint immer deutlicher als der nothwendig sich bildende Rückstand einerseits des von den stürzenden und stark strömenden Schmelzwassern zerstörten, gewissermaassen ohne directe Umlagerung ausgeschlemmten oberen Diluvialmergels (der Grundmoräne des Eises), andererseits des in der mächtigen Eisdecke selbst enthaltenen Gesteinsmaterials und wurde in diesem doppelten Sinne bereits früher als Rückstands-, Rückzugs- oder Abschmelzungs-Moräne bezeichnet.

Dieselben Schmelzwasser konnten, ja mussten aber auch, wie ich solches bereits bei erster Erörterung der Frage ausgeführt habe [3]), die Bildung dieser parallelen, bez. radialen (vielleicht ursprünglichen Spaltensystemen des Eises entsprechenden) [4]) Rinnen und der in denselben abgelagerten Geschiebesande und Grande bewirken. Je tiefer die Rinnen wurden, d. h. je grössere Massen oder je heftiger strömende Wasser sie führten, desto gröber wurde das auf ihrem Boden sich ansammelnde Material (siehe die oben erwähnten Grand- und Gerölldecken vieler derselben), während in dem breiten, dahinfluthenden Strome, dem sie alle direct oder indirect zueilten, und schliesslich im Meere nur noch steinfreie Sande zum Absatze gelangten (Thalsand und Haidesand) [5]).

---

[1]) Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg 1863, S. 79.

[2]) In diesem Jahrbuche, Band I. 1880, S. 340.

[3]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXI, S. 13.

[4]) Man werfe nur einen Blick auf die vortrefflichen Abbildungen in Johnstrup Meddelelser om Gronland I. 1878, namentlich Seite 56.

[5]) Es stimmt diese Auffassung auch vollkommen mit den seiner Zeit von Kunth (s. Lossen, Berlin S. 1026) nach der Körnung aufgestellten drei Sandstufen des Berliner Thales, deren grobkörnigste zugleich die tiefste ist und, wie Lossen (a. a. O. S. 1028) nachweist, auch das beschränkteste Verbreitungsgebiet besitzt. Es beweist das dort Gesagte eben ein anfänglich tiefes, aber nicht breites, auch von Inseln Unteren Diluviums noch mehrfach verengtes Strombette,

Fassen wir also diese der Abschmelzungsperiode angehörenden jüngsten Diluvialbildungen als eine besondere Altersstufe zusammen, so erfährt mithin nur die schon 1863 unterschiedene und stets als ein besonderes Niveau aufrecht erhaltene »Etage des Decksandes« (Geschiebesandes, Geschiebedecksandes) insofern eine Erweiterung, als derselben auch entschiedener Thalbildung angehörende Sande und namentlich geschiebefreie Sande in grösserer Menge hinzutreten. Ich sage in grösserer Menge, denn gerade der Umstand, dass auch auf der Hochfläche selbst, wenn auch in schwachen Einsenkungen derselben, hier und da steinfreie Sande als dieser Stufe angehörend mir schon früher entgegengetreten waren, bewog mich damals, den Namen »Decksand« statt der im übrigen so charakteristischen Bezeichnung »Geschiebesand« für die ganze Stufe in Vorschlag zu bringen. Die Schwierigkeit entsprechender allgemein annehmbar erscheinender Namengebung löst sich somit in dem vorliegenden Falle jedenfalls zu allgemeiner Befriedigung. Der Name »Decksand« tritt fortan in sein volles Recht als Sammelname für die petrographisch verschiedenen Bildungen dieser Abschmelzperiode.

Die Stufe des Decksandes umfasst demgemäss einerseits Geschiebesande, Grand- und Geröllllager, sowohl auf der Hochfläche als in den Rinnen und Thälern, andererseits Thalsande und Thalgrande nicht nur in den entschiedenen Thälern und tieferen Rinnen, sondern auch in schwachen Einsenkungen der Hochfläche. Sie begreift ferner sowohl die bis jetzt unter der Bezeichnung (*ads*) »Grand- und Geröllbestreuung auf *ds* [1]) als Rückstand bei der Einebnung« in den Karten unterschiedenen randlichen Zonen oder Inseln innerhalb der alten Thalsohlen, als auch die unter der Bezeichnung (∂ds) »Reste von ∂m auf *ds*« unterschiedenen Flächen auf dem Plateau. Ja insofern, als die mechanische Ausschlämmung

in welchem sich zum Theil geradezu grandige Thalsande absetzten, ein demnächst folgendes breites, noch verhältnissmässig tiefes der mittleren Sandstufe mit nur bis wallnussgrossen Geschieben und endlich das die ganze Breite erfüllende, immer seichter werdende des völlig steinfreien gleich- bezw. feinkörnigen Thalsandes.

[1]) *ds* bedeutet nach der bei der Kartirung angewandten systematischen Buchstabenbezeichnung »Unterer Diluvialsand«, *a* ist das Zeichen für Altalluvium, ∂ für Oberes Diluvium, ∂m für Oberen Diluvialmergel.

der jetzigen, äussersten Verwitterungsrinde des Oberen Geschiebemergels in ihren Anfängen jedenfalls schon in diese Abschmelzungsperiode zurückgeführt werden muss und sogar ein Einfluss der ausschlämmenden Schmelzwasser auf die Decke des oberen Diluvialmergels, auch wo sie mächtig genug blieb, gar nicht ausgeschlossen werden kann, gehört auch diese Rinde mit ihren Anfängen der Stufe des Decksandes an. Es rechtfertigt dies nicht nur in etwas die 1863 noch von mir versäumte Trennung dieser lehmigen Verwitterungssande von dem eigentlichen Geschiebesande, sondern kommt auch einigermaassen dem Wunsche Lossen's entgegen, welcher den Namen Decksand gerade für diesen Verwitterungssand als passend festhalten möchte.

Dass nun innerhalb dieser Abschmelzperiode oder mit andern Worten, in der Stufe des Decksandes, abermals Altersverschiedenheiten der Sande local nachweisbar sein werden, versteht sich eigentlich von selbst, wenn man bedenkt, dass eine so mächtige Eisdecke, wie man sie auch bei bescheidensten Vorstellungen sich denken muss, nicht so plötzlich verschwinden konnte, vielmehr zunächst in ihrem südlichen Rande zurückweichen und demnächst sich in verschiedene Eisfelder auflösen musste. Es bedarf dies jedoch um deswillen schon hier der Erwähnung, weil bereits bei dem gegenwärtigen Stande der Specialaufnahmen und der Kenntniss vom Flachlande überhaupt solche Altersverschiedenheiten sich herausgestellt haben, ja zum Theil gerade bestimmend für die bisherige Unterscheidung eines Altalluviums gewesen sind, ohne dass es darum möglich wäre, dieselben in der Karte auf die Dauer näher zu unterscheiden, als es das verschiedene Höhenniveau, an welches sich die einen oder andern binden, erkennen lässt.

So habe ich bereits aus der Topographie der Berliner Umgegend[1]) den Beweis geführt, dass die mehrerwähnte nordsüdliche Rinnenbildung hier regelrecht über das breite Berliner Hauptthal hinweg fortsetzt und ebenso wie die Hauptmasse der sie erfüllenden Thal- und Geschiebesande somit älter ist, als das genannte Hauptthal selbst und seine Thalsande.

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXII, 1880, S. 69.

So habe ich des Weiteren schon bei erster Betrachtung norddeutscher Verhältnisse vom Standpunkte der Glacialtheorie[1]) darauf aufmerksam gemacht, dass die drei Hauptthäler, das Glogau-Baruther, das Warschau-Berliner und das Thorn-Eberswalder Hauptthal, mehr oder weniger nach einander entstanden sein müssen, und zwar das erstgenannte wahrscheinlich das älteste derselben gewesen ist. Mithin dürfen auch die Sande derselben nicht durchaus gleichalterig, wenn auch ein und derselben Formationsabtheilung zugerechnet werden.

So glaube ich ferner bereits hinzufügen zu können, dass sich innerhalb dieser nordsüdlichen Furchung des Landes und zwar nicht nur im Bereiche des Berliner Aufnahmegebietes, sondern auch allgemeiner[2]), weniger ein Schwanken zwischen der reinen N.—S.- und der NNO.—SSW.-Richtung ergiebt, als vielmehr die Aufeinanderfolge einer solchen Parallelfurchung erst in der einen und später in der andern Richtung. Der schon früher gewählte Vergleich dieser grossartigen Furchung Norddeutschlands mit der bekannten Gletscherschrammung auf festem Gestein wird durch diese Doppelfurchung nach zwei verschiedenen Richtungssystemen nur um so zutreffender. Welche dieser beiden Richtungen die ältere und wie weit dieselbe mit den ebenso verschiedenalterigen Hauptthälern in Wechselverhältniss stehen, lässt sich vor der Hand mit Sicherheit noch nicht übersehen und bleibt somit eine der nächst zu beantwortenden Fragen. Soviel lässt sich jedoch für die Berliner Gegend schon jetzt erkennen, dass beide Richtungen über das Berliner Hauptthal auch südlich fortsetzen, somit jedenfalls älter als dieses sind.

So ergiebt sich mir endlich bei Fortsetzung der Beobachtungen schon seit längerer Zeit ein immer klarer und klarer sich gestal-

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXI, 1879, S. 17 und demnächst eingehender in: Geognostische Beschreibung der Gegend von Berlin, 1880, S. 13.

[2]) Ich verweise nur einerseits auf die allerdings noch nicht dem Handel übergebene, aber in einer grösseren Anzahl als vorläufiges Gesammtbild von Seiten der Geolog. Landesanstalt bereits im Jahre 1880 unter die Theilnehmer des Geologentages zu Berlin vertheilte Geolog. Uebersichtskarte der Umgegend von Berlin und andererseits auf das 1879, Bd. XXXI der Zeitschr. d. D. geol. Ges., S. 14 gegebene Kärtchen aus der Weichselgegend.

tendes und hoffentlich bald kartographisch darstellbares Gesammtbild von Norddeutschland, nach welchem beispielsweise der mecklenburgisch-pommerisch-preussische Höhenzug sich für den Schluss dieser Abschmelzungsperiode als ein besonderes Eisfeld ergiebt, das im Kleinen seine Gletscher und Gletscherbäche sowohl nach Norden zur Ostsee, als nach Süden zum grossen Thorn-Eberswalder Hauptthal herabsandte. Darauf führen in erster Reihe die zahlreichen Thäler der Nord- wie der Südabdachung, welche sich in ihren Anfängen zum grössten Theile auf ältere Rinnenbildung zurückführen, ja vielfach durch diese deutlich mit einander in Verbindung setzen lassen. Diese Thäler haben aber später offenbar erst durch Entwässerung so gut nach Norden wie nach Süden ihre jetzige Ausbildung erhalten und deuten nicht nur in ihrem die Verbindung in höherer Sohle abgerechnet, plötzlichen Anfange beiderseits der Wasserscheide, sondern auch in ihrer Breite und Regelmässigkeit auf Wassermassen hin, wie sie ohne Annahme von Eis nur durch Wolkenbrüche in jedem einzelnen Falle etwa denkbar wären; eine Erklärung, die sich aber eben durch die regelrechte Verbreitung der Erscheinung über den genannten ganzen Theil Norddeutschlands von selbst widerlegt.

Zur weiteren Stütze des letzterwähnten in der Folge erst fester zu begründenden Gedankens, den ich nur angeregt haben wollte, sei es aber gestattet noch auf eins hinzuweisen. In der Nähe der Schneegrenze genügen 100 Meter Höhendifferenz, um aus dem ewigen Eise auf grüne Matten hinabzusteigen. Ein ähnliches Bild bietet sich, wenn auch nicht alljährlich, so doch häufig, in unserm doch noch nichts weniger als der Schneegrenze nahen Ostpreussen. Die einzige Bedingung ist, dass nach regelrechtem Winter der Eintritt des Frühjahrs kein allzu plötzlicher sei, die Temperatur sich vielmehr einige Zeit auf wenig über dem Eispunkt hält.

Während dann die weiten Flächen Littauens, Nadrauens und Natangens bis hinein in's Bartener Land schon lange kein Eis und keinen Schnee mehr gesehen haben, leuchtet das kaum 100 Meter höher gelegene Masuren auf demselben preussischen Höhenzuge, von dem ich eben sprach, schon von ferne unter seiner dichten

Schneedecke dem Reisenden entgegen. Der Schlitten ist hier dann noch immer das einzige brauchbare Gefährt des Landmanns wie des Städters und mittelst desselben besteht in dem, nicht mit Unrecht als die preussische Seenplatte bezeichneten Lande noch der regelrechte Winterverkehr sonst nur auf meilenweiten Umwegen zu erreichender Nachbarn über die feste Eisdecke der Seen hinweg. Wer derartige wochenlang anhaltende Unterschiede kennen gelernt hat und schliesslich noch in Betracht zieht, dass bei der zu Ende der Eiszeit offenbar niedrigeren Jahrestemperatur auch die solche Unterschiede zu dauernden machende ewige Schneegrenze auf der nördlichen Hemisphäre südlicher bezw. niedriger beginnen musste, der wird den oben ausgesprochenen Gedanken eine Zeitlang erhaltener Gletscher Norddeutschlands als Schluss der allgemeinen Eisbedeckung desselben weniger befremdlich, ja vielleicht ohne weiteres annehmbar finden.

Ein Süsswasserbecken der Diluvialzeit bei Korbiskrug nahe Königs-Wusterhausen.

Von Herrn **Ernst Laufer** in Berlin.

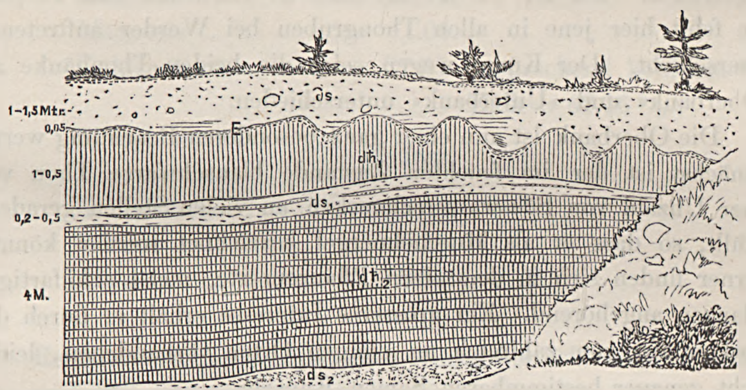
In der Umgegend von Königs-Wusterhausen finden sich bedeutende Thongruben, welche nördlich von der Stadt längs des Thalrandes angelegt, unter einer sehr mächtigen Bank (etwa 20 Fuss) unterem Diluvialmergels seiner Zeit den Diluvialthon aufgeschlossen hatten.[1] Am westlichen Gehänge des Thales der Dahme oder wendischen Spree trat der Diluvialthon in mächtigerer Schicht auf, während am östlichen Gehänge die Thonschicht viel schwächer gefunden wurde. Eine ähnliche Ziegelindustrie gewann Diluvialthon bei Zernsdorf und Mittenwalde. Alle jene Thone gleichen sich unter einander in ihrem petrographischen Bestand und in ihren Lagerungsverhältnissen. Das Hangende des Diluvialthones ist in der Regel in dieser Gegend der untere Geschiebemergel, welcher nach dem Liegenden zu als ein Uebergangsgebilde zum Thonmergel ausgebildet erscheint. Von diesen Verhältnissen vollkommen abweichend, fand sich ein Vorkommen von Diluvialthon nahe der kleinen Ansiedelung Korbiskrug. Die Aufschlüsse dieses eigenartigen Thonmergels liegen nahe dem Abhange einer jener zahlreichen, westlich Königs-Wusterhausen auftretenden Diluvialinseln. Sie liegen bereits innerhalb einer ebenen Thalfläche, welche, wie im Gebiete der Section Friedersdorf so häufig, von einem Thalsande bedeckt ist,

[1] G. Berendt, die Diluvialablagerung der Mark Brandenburg 1863, S. 30 und 31, und ausführlicher:
v. Könen, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1866, S. 26.

in dessen Oberkrume kleine Steinchen auftreten. An der Stelle, auf welcher die Gruben angelegt sind, ist die Auflagerung des Thalrandes nur gering, so dass hier als Bodendecke ein Geschiebeführender Sand auftritt.

Das durch die Erdarbeiten entblösste Profil ist durch folgende Zeichnung dargestellt.

Thongrube von Korbiskrug.



ds Oberer Diluvialsand, schwach bedeckt von Thalsand, über Schleppsand des Unteren Diluviums. E Ockersandschicht. dh_1 Conchylienreicher Diluvialthonmergel. ds_1 und ds_2 Unterer Diluvialsand. dh_2 Diluvialthonmergel, Uebergangsbildung zum Mergelsand.

Unter einer 1—1.5 Meter mächtigen Bank von Oberem Diluvialsand, welcher ungeschichtet ist und vereinzelte grössere (über 1 Kubikfuss grosse) Geschiebe führt, liegt eine 1—1.5 Meter mächtige Bank eines geschiebearmen Thonmergels, welcher als eine Grenzausbildung des Diluvialthones zum Unteren Diluvialmergel anzusehen ist, jedoch dem Thonmergel weit näher steht. An der Grenze der Sandauflagerung bemerkt man eine nur wenig starke (0.05 Meter) Schicht eines braungefärbten Sandes, welcher im Profile, ähnlich den Lehmzapfen eines Mergels, in einer wellig auf- und abgehenden Linie verläuft. Seine chemische Prüfung ergab, dass er durch Eisenoxydhydrat gefärbt war. Oberhalb dieser Schicht traten an einigen Stellen unter dem Oberen Sande schwache Schleppstreifen auf.

Der Mergelthon wird unterlagert von einer dünnen Bank von Unterem Diluvialsande, in welchem mehrfach grandige Einlagerungen vorkommen, daneben treten in ihr schwache Thon- und Mergelsandstreifen auf. Dieser Sand ist auch rostfarbig. Unter ihm liegt eine etwa 4 Meter mächtige Bank von dem eigentlichen Glindower Thon. Auch dieser ist in der Grube durchsunken und ein feiner Unterer Diluvialsand als Liegendes angetroffen. An der Grenze der unteren Thonbank zum Liegenden fehlt hier jene in allen Thongruben bei Werder auftretende Eiserschicht. Der Kürze wegen seien die beiden Thonbänke als »Oberbank« und »Unterbank« unterschieden.

Die Oberbank ist nun einer ganz besonderen Beachtung werth. Zunächst ist der im feuchten Zustande blauschwarze Thon von einer Unzahl von Süsswasserschnecken an vielen Stellen geradezu erfüllt, so dass er als Muschelmergel bezeichnet werden könnte. Ferner finden sich in demselben Pflanzenreste, meist schilfartigen Pflanzen angehörend. Ein grösseres Interesse erhält er durch das Vorkommen von zahlreich an einigen Orten vorhandenen, leider nicht genauer bestimmbaren Samen-Kapseln.

Die hier auftretende Fauna bestand in unzähligen Exemplaren von *Valvata piscinalis*[1]) var. *contorta,* noch zahlreich fanden sich *Bithynia tentaculata* mit Deckeln, welche letzteren in weit grösserer Zahl erhalten waren, als die leicht zerbrechlichen, zugehörigen Schnecken. Ausserdem fanden sich *Pisidium pusillum* und *amnicum,* sowie *Planorbis laevis*, in Bruchstücken *Limnaeus auricularius*[1]). *Paludina diluviana* wurde nur in einem Exemplare angetroffen.

Ferner fand sich in der Oberbank eine Fischschuppe, eine Gräte, einige Cyprinoidenzähne[2]), ein 2 Centimeter breiter Fischwirbel und einige Backenzähne nebst einem Theil Kinnlade von *Cervus elaphus.* Ein Geweihstück war ebenfalls in dieser Schicht vorgekommen.

In dem Sande unter der Oberbank lagen einige Valvaten und eine sehr dickschalige Muschel, *Unio* oder *Anodonta?*

---

[1]) Die genauere Bestimmung der Species hatte Herr Prof. v. Martens die Güte, mir mitzutheilen.

[2]) Nach Bestimmung des Herrn Hilgendorf.

Die Unterbank war frei von organischen Resten.

Höchst auffällige Resultate ergab die chemische Analyse der Oberbank (nach Auslesen der Schalreste):

Kieselsäure . . .	=	18.14	} 18.56.
Lösliche Kieselsäure	=	0.42	
Thonerde	=	1.62.	
Eisenoxyd	=	1.74.	
Kalkerde	=	37.19.	
Magnesia	=	1.05.	
Kohlensäure . . .	=	27.35	entsprechend kohlensaurem Kalk = 62.16 %.
Phosphorsäure . .	}	Spuren.	
Schwefelsäure . .			
Kohlenstoff . . .	=	2.87.	
Wasser	=	8.65.	
Alkalien	=	0.97	a. d. V.
		100.00.	

Rechnet man die Analyse nach Abzug des kohlensauren Kalkes um, so erhält man:

Kieselsäure . . .	=	49.05
Thonerde	=	4.28
Eisenoxyd	=	4.60
Kalkerde	=	6.29
Magnesia	=	2.78
Kohlenstoff . . .	=	7.58
Wasser	=	22.86
Alkalien	=	2.56
		100.00.

Würde man den Kohlenstoff als Braunkohle aus den Bestandtheilen entfernen, so resultirt immer noch ein sehr Thonerde-armer Körper, welcher in seiner Zusammensetzung den Mergelsanden nahe kommt.

Die mechanische Analyse der Unterbank ergab 62.5 % Staub (0.05 — 0.01 Millimeter Durchmesser) und 29.2 % Feinste Theile (unter 0.01 Millimeter Durchmesser). Sie erinnert demnach an die Mergelsande von Stolpe. Der Kalkgehalt wurde gefunden = 14.1 %.

Bisher waren in der Berliner Umgegend nur in der Thongrube am Kesselberg bei Werder in einer sandigen Schicht des Thonmergels durch Herrn G. Berendt einige Valvaten, Bithynien und Planorbis beobachtet. Nach einer Mittheilung des Ziegeleibesitzers von Phöben tritt in dessen Gruben auch eine Schnecken-führende Bank auf.

Der hohe Kalkgehalt, sowie die Lagerungsverhältnisse führten dazu, das Vorkommen von Korbiskrug mit den Kalkmergeln von Belzig[1]), den Westerweiher und Uelzener Mergeln in Beziehung zu bringen. Einige von mir untersuchte Westerweiher Mergel hatten 82.6 bis 87.5 % kohlensauren Kalk. Bei Belzig fanden sich Knochenreste und Geweihstücke vom Hirsch in den Kalkmergeln. Auch Pflanzenreste habe ich daselbst gesehen, doch kommen sie in jenen Mergeln häufiger vor, als bei Korbiskrug. Bei Belzig liegt über dem Kalkmergel eine kohlige, ganz nach Art der Ockersandschicht von Korbiskrug wellig verlaufende Schicht, welche bei Uelzen wieder als Ockersandschicht auftritt[2]). Uebrigens berichtet auch von diesen Mergeln Herr Berendt, dass sie Geweihstücke enthalten.

Der Reichthum an Süsswasserschnecken[3]), das Vorkommen von Pflanzenresten, der hohe Kalkgehalt und das räumlich beschränkte Auftreten dieser entschieden diluvialen Bildung führen dahin, diese Ablagerungen aufzufassen als abgesetzt in Becken der Diluvialzeit, welche natürlich in manchen Gegenden häufiger gefunden werden können, wie z. B. im Lüneburgischen.

Dass wir es bei Korbiskrug mit einem Becken des Unteren Diluviums zu thun haben, erhellt auch daraus, dass die nur wenige Schritte östlich gelegene Grube, sowie die Aufschlüsse in der Nachbarschaft die Conchylien-reiche Bank nicht besitzen.

---

[1]) Klöden, Beiträge zur min. u. geol. Kenntniss d. Mark Brandenburg 1830, bezeichnet diese Kalkmergel, sowie die ähnlichen des Buckauthales als Palaeotherische Mergel-Formation und vergleicht sie irrthümlicher Weise mit dem Pariser Becken.

[2]) G. Berendt, Jahrb. der königl. preuss. geol. Landesanstalt. Berlin 1880, S. 278.

[3]) O. Semper, Verhandlungen des Vereins für naturwissenschaftl. Untersuchungen zu Hamburg, Jahrg. 1875, S. 286—287, beschreibt aus einem Bohrloch ein ganz gleiches Vorkommen einer von *Valvata piscinalis* erfüllten Schicht; vereinzelt fand sich Pisidium.

Die Lagerungsverhältnisse des Diluvialthonmergels von Werder und Lehnin.

Von Herrn **Ernst Laufer** in Berlin.

(Hierzu Taf. XIII, XIV u. XV.)

Die Bedeutung der diluvialen Ablagerungen ist bei weitem grösser für Land- und Forstwirthschaft als für die Technik. Daher kommt es, dass wir im Diluvium tiefe Aufschlüsse viel seltener vorfinden, als dies im Gebirge der Fall ist. Wegeeinschnitte und Ausschachtungen der Eisenbahnen sind bei den geringen Niveauschwankungen nur in seltenen Fällen im norddeutschen Flachlande von Bedeutung. So ist denn die Kenntniss der Lagerungsverhältnisse der Diluvialschichten an engere Grenzen der Beobachtung gebunden und zum Theil mehr auf vielfältige Wiederkehr gleicher Profile basirt.

Es wird daher von grösserem Werthe gerade für die Geologie der Quartärbildungen sein, wenn in einer Gegend tiefere Aufschlüsse vorhanden sind, welche in ganz anderem Maasse als blosse Bohrungen die Lagerungsverhältnisse der in Rede stehenden Bildungen veranschaulichen.

In dem Gebiete um Berlin besitzt keine Localität solche tiefen Aufschlüsse, als die Umgegend von Werder, es sei denn, dass man die bedeutenden Gruben südlich Mittenwalde noch in jenes engere Gebiet mit hineinzieht.

Die Aufschlüsse bei Werder sind durch einen seiner Zeit grossartigen Ziegeleibetrieb entstanden und gestatten vorzüglich die



Lagerungsverhältnisse des nach jenem eine Stunde von der Stadt gelegenen Dorfe Glindow benannten »Glindower Thones«, des Unteren Diluvialthonmergels, zu studiren. Herr G. Berendt[1]) hat bereits vor nahezu 20 Jahren (1863) jene Ablagerungen der Umgegend von Potsdam eingehend beschrieben. Vieles hat sich während der Zeit geändert hinsichtlich der Aufschlüsse, welche in jener Arbeit besprochen sind. Theils hat der immer grösser werdende Abraum die Gewinnung des Thones erschwert, anderen Theils ist eine Ueberproduction, sowie wenig Nachfrage nach Ziegelsteinen für die geringere Ausschachtung des geschätzten Materials entscheidend gewesen. Dazu kommt, dass man in der Nähe von Ketzin, welches nur $1^1/_2$ Meile entfernt ist, mit viel geringerem Kostenaufwand grosse Alluvial-Thonlager ausbeutet und durch die Wasserstrasse den Ziegeleien zuführt. Dadurch ist schon eine ganze Reihe von Gruben völlig verlassen, und dann hat vor Allem Regen und Wind die lockeren Massen derartig bewegt, dass der Geognost in solchen Aufschlüssen keine Beobachtungen mehr auszuführen vermag. So steht es bereits mit den Gruben auf dem Glienicker Werder, östlich Potsdam, jenen am Hahneberg bei Spandau, Königs-Wusterhausen und anderen Orten. Es ist der Zweck folgender Zeilen, diejenigen Beobachtungen, welche ich in der Umgegend von Werder während der dortigen geognostischen Aufnahmen anzustellen Gelegenheit hatte, hier eingehend mitzutheilen. Zu gleicher Zeit können dieselben als Wegweiser bei Excursionen in jener Gegend benutzt werden.

Verfolgen wir die Aufschlüsse längs des Abhanges der diluvialen Hochfläche, im Süden beginnend, so finden wir zunächst die bedeutenden Gruben der Löckenitz-Ziegelei.

---

[1]) G. Berendt, die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgegend von Potsdam. Berlin, 1863. Mittler u. Sohn.

Die Thongrube der Löckenitz-Ziegelei.

Die Löckenitz-Ziegelei schneidet mit ihren tiefen Erdestichen in den randlich am Schwielow-See gelegenen Kesselberg ein.

Man sieht in diesen grossartigen Gruben unter einer oft zu grösserer Mächtigkeit anwachsenden Bank von Unterem Diluvialsand den Diluvialthonmergel auf eine lange Strecke hin aufgeschlossen. Häufig bemerkt man am Rande der Grube eine schwache Decke lehmiger Bildungen, welche meist aus lehmigem Sand und Lehm bestehen, zuweilen jedoch auch kleine Mergelnester enthalten und als Reste der erodirten Platte des Oberen Diluvialmergels aufzufassen sind. Sie fehlen vollständig in der Nähe der Erhebung des Berges. Darunter lagern feine Diluvialsande mit deutlicher Schichtung, häufig durchzogen von secundären Lehmstreifen und reich an Glimmersand- und Schlepp- resp. Mergelsandeinlagerungen. Die in der Grube liegenden grösseren Geschiebe stammen alle von oben, aus den lehmigen Resten. Vereinzelt kommen dieselben auch in dem Diluvialsand vor. Es sind meistens Gneisse und Granite, dabei treten häufig graue Quarzite und rothe Dalasandsteine auf. Kalksteine fehlen nicht, kommen jedoch seltener vor.

Der Diluvialthonmergel ist in seinen obersten Schichten gelb gefärbt, in tieferen Lagen wird er blau- oder braunschwarz. Hier würde der auch sonst übliche Name »Geschiebefreier Thon« Anstoss erregen können, sobald man das vollständige Fehlen von Geschieben voraussetzt, denn in der That bedarf man keines sehr langen Suchens, um einige Steinchen in seiner Ablagerung zu finden; grössere Geschiebe treten jedoch nicht auf. Besser würde man »Geschiebearmer Thon« sagen müssen, wie dies bereits Eck für den Thonmergel der Rüdersdorfer Gegend vorschlägt. Auch Penck[1]) weist darauf hin, dass der Glindower Thon nicht ganz steinfrei ist. (Hinsichtlich dieser Beobachtung und der analytischen Untersuchung siehe »Abhandl. zur geol. Spec.-Karte von Preussen u. s. w. Bd. III, Heft 2. Untersuchungen des Bodens der Umgegend von

[1]) Conf. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 169; Conf. Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges. 1857, S. 490; v. Könen, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1866, S. 25.

Berlin, von Ernst Laufer und Felix Wahnschaffe, S. 89.« die Resultate und Bemerkungen von Dr. L. Dulk.)

Interessant ist, dass an einigen Stellen in der feingeschichteten Thonmasse bis zu eigrossen Kanten abgerundete Geschiebe von Diluvialthonmergel vorkommen, welche aus fetterem Thone bestehen, der seinerseits wieder eine feine Schichtung zeigt. Nirgends liess sich nachweisen, dass zwischen diesen Thongeschieben ein näherer Zusammenhang vorhanden gewesen; sie liegen bunt in die Thonmasse eingestreut. Dieser Beschaffenheit halber wird man jenen Thon als Brockenmergel[1]) zu bezeichnen haben. Noch sei bemerkt, dass in den obersten Lagen sich hier zuweilen recht gross werdende Mergelknauern finden. Die deutliche Schichtung, welche durch Einlagerung von feinsten Sanden und sandigem Thon in dünnsten Schichten in die fette Thonmasse gebildet wird, hat bei den sächsischen Geologen für den Diluvialthonmergel den Namen »Bänderthon« herbeigeführt. — Man kann sich die Ausbildung des Brockenmergels entstanden denken, wenn man annimmt, dass bereits zur Ablagerung gekommener Thon von Neuem aufgeschlämmt und umgelagert wurde, denn künstlich entsteht stets ein derartiges Gebilde, wenn man fetten Thon mit Wasser in der Kälte behandelt. Dass auch die Thonbrocken dem Diluvialthone angehören, beweist sowohl der hohe Kalkgehalt, als auch das Vorkommen von rothen Feldspath- und Gneissfragmenten in denselben. — Oft treten innerhalb des Thones auf das Abenteuerlichste gewundene Schichtungen auf, welche sich aber im Allgemeinen an die einstigen Bewegungen der Thonbank anschliessen. — An einigen Stellen finden sich Sandnester im Thone, innerhalb welcher die Schichtung des Sandes oft gestaucht und gewunden erscheint.

Das Liegende des Diluvialthones ist ein feinkörniger Spathsand, dessen Lagerung fast ganz horizontal ist. Diese Lagerung ist bemerkenswerth, denn im Verein mit den mannigfach aufgepressten Faltungen des Hangenden des Thones führt sie dahin, jene Schichtenstörungen als Druckerscheinungen aufzufassen. Am

[1]) Herr Prof. Berendt stellt dieses Vorkommen dem von Herrn Geh. Bergrath Beyrich als »Brockenmergel« bezeichneten Thone vom Brodtner Ufer gleich (Mark Brandenburg, S. 67) und hat diesen Namen auch hier angewandt.

deutlichsten ist jene horizontale Lage des Unteren Sandes gerade in den in stetigem Betrieb befindlichen Gruben der Löckenitz-Ziegelei zu sehen. Der Sand unter dem Thone ist in flachen Gräben längs der Gruben aufgedeckt, um die Sickerwasser aufzunehmen[1]). — Ganz dieselbe Erscheinung giebt DAMES[2]) an von einer Thongrube der Insel Hvin in Schonen. Auch hier ist der Sand unter dem Thone fast horizontal gelagert. Nur der obere Theil des Thones ist dort durch den Druck von oben in seiner Lagerung verändert, während der untere Theil intact und ungestört ist. Genau dieselben Verhältnisse treten in dieser Grube und in der Umgegend von Werder allgemein auf.

Die Abbildung der Thongrube der Löckenitz (Taf. XV, Fig. 1) zeigt den Thonmergel in einer Reihe von Sätteln aufgeschlossen, deren einer (auf der Zeichnung rechter Hand) quer durchschnitten ist; die Sättel sind stehen gelassen, während der dieselben bedeckende Sand als Abraum abgefahren wurde. Im Hintergrunde sieht man einen Verticalabstich der Grube, an derem Rande rechts vom Walde noch eine dünne Platte von Oberem Diluvialmergel liegt. Im Vordergrunde ist zugekarrter Abraum an Stelle des Thones und unter jenem links das Liegende zu bemerken.

Das Bild giebt ferner auch einen Einblick in die Art und Weise des Abbaues des Ziegelmateriales. Man gräbt dieses zunächst so weit ab, dass die Mulden der Sattelbildungen beinahe erreicht werden und nimmt dann erst die Hügel (daher »Hügelerde« der Ziegler) selbst hinweg.

Im nördlichen Theile der Grube, in welchem zur Zeit der Beobachtungen gerade weiter abgebaut wurde, trat zu jenen den Thon überlagernden Schichten eine schwache Bank des Unteren Diluvialmergels hinzu. Dieselbe war von einer etwa 2 Meter mächtigen Schicht von Unterem Spath- und Schleppsand überlagert. Es war hier somit folgendes Profil aufgeschlossen: Reste des Oberen Diluvialmergels, über Unterem Sand mit Mergelsand-

[1]) Auf Tafel XIV ist in Fig. I eine schematische Darstellung der Lagerung im Profile gegeben. Die Schichten der in der Abbildung sichtbaren Sand-Einlagerung sind ungemein gestört, an einigen Stellen gestaucht und gewunden.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1881, S. 407.

bänken, über Unterem Diluvialmergel, über Thon und über Diluvialsand.

Von Interesse ist noch die an der Grenze des Diluvialthones im Liegenden zum Sande auf der ganzen Sohle getroffene Eisenschicht (Eisen- oder Isererde der Thongräber). Diese ist von G. Berendt, Mark Brdbg. S. 25, bereits eingehend beschrieben. Sie tritt in allen Gruben der Umgegend von Werder auf, fehlt jedoch in den Thongruben von Lehnin und südlich Königs-Wusterhausen[1]). An manchen Stellen erreicht diese Schicht mehrere Zoll Stärke und zeigt in sich einen Uebergang von eisenschüssigem, kalkfreien Thon zu eisengekittetem, oft stark mangangefärbten groben und feinen Sand. Sie kann entstanden gedacht werden durch die an der Grenze der Wasser-undurchlassenden gegen die durchlassende Schicht beständig vorhandenen Wassermengen, welche aus dem Thone stets Eisenoxyd ausziehen (vielleicht als huminsaures oder quellsalzsaures Eisen) und an der Sandgrenze absetzen, während feiner Thonschlamm in die Grenzschichten des Sandes hineinfiltrirt und der leichter bewegliche doppeltkohlensaure, vielleicht auch quellsalzsaure Kalk weiter hinabgeführt wird.

So nimmt auch G. Berendt, Mark Brandenburg S. 25, an, dass die Eisenschicht ihr Bindemittel aus dem Thone erhalten und bei der Ausscheidung der Druck der auflagernden Schichten mitwirkte.

Anderentheils kann man auch die Eisenschicht direct abgesetzt denken, dadurch, dass von Vegetabilien Eisenoxyd abgeschieden wurde aus dem Wasser, aus welchem der Thon zum Absatz kam[2]).

Gerade für die Druckerscheinungen ist es von Wichtigkeit, dass die Eisenschicht, resp. das Liegende des Thones, der Sand, fast ganz horizontal liegt und nicht die Aufpressungen des Thones

---

[1]) v. Könen erwähnt von den Motzener Gruben, südlich Königs-Wusterhausen, dass hier die oberste Schicht des Sandes unter dem Thone von Eisenocker röthlich gefärbt ist.

[2]) In der durch Taf. XV, Fig. 2, abgebildeten Grube bemerkt man auch über der Thonbank eine dünne Schicht, in welcher Eisenoxyd stark angehäuft ist. Diese wird jedenfalls nur als secundär gedacht werden können.

mitmacht. Die Schichtenstörungen erstrecken sich somit nur auf den plastischen Thon, während der Untere Sand in höherem Niveau in normaler Lagerung auftritt. (Siehe Taf. XIV, Fig. I, und Taf. XV, Fig. 1.) Durch jene Aufpressungen des Thones, wie sie sich gerade in dieser Grube so vorzüglich zeigen, sind alle eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse bei Werder zu erklären.

Wandern wir von der Löckenitz weiter nach Norden, so finden wir kaum 1 Kilometer entfernt die grossen Gruben von Petzow.

Die Thongruben von Petzow.

Der Diluvialthonmergel tritt in diesen Gruben nicht oft in solcher Mächtigkeit und so fett ausgebildet auf, als in den Erdestichen der Löckenitz. Sein Hangendes ist hier nicht immer der Untere Diluvialsand, sondern es treten nach Osten, so am Eingange der Gruben, sehr mächtig werdende Bänke von Unterem Diluvialmergel auf, welche sich über dem Thone geradezu auskeilen. Unter dem Mergel folgt eine nur schwache Bank von Diluvialmergelsand, unter welchem feine Spathsande liegen. Der Thon ist hier ebenfalls aufgepresst. (Taf. XIV, Fig. II.)

Der Untere Diluvialmergel ist von sandiger Beschaffenheit, wie dieselbe der Gegend eigenthümlich, von graugelber Farbe und enthält Schalreste der *Paludina diluviana.*

Der Diluvialthonmergel zeigt auch hier, aber seltener, jene Ausbildung zum Brockenmergel.

Nördlich vom Dorfe Petzow treffen wir dicht am Wege eine ansehnliche Grube, welche im Profil eine Bank Oberen Diluvialmergels zeigt von höchstens 1,5 Meter Mächtigkeit. An einigen Stellen wird dieselbe sehr dünn. Darunter findet man gemeinen Diluvialsand und Mergelsand wechsellagernd; nach der Tiefe zu folgt reiner Diluvialmergelsand. Der eigentliche Diluvialthon ist in dieser Grube noch nicht erreicht, wenn auch bereits schwache Bänke einer Uebergangsbildung von Mergelsand zum Thonmergel

vorhanden sind. Die Lagerungsverhältnisse sind hier aber einfach, indem der Mergel, in welchem sich übrigens ein Paar Exemplare von *Bithynia* fanden, horizontal als Platte auf den Sanden und Mergelsanden aufliegt.

Die Thongruben von Glindow.

Nach Berghaus, Landbuch der Mark Brandenburg, S. 555, bestanden im Jahre 1800 vier Ziegelwerkstätten bei Glindow. Die eine derselben, der Marienberg, gehörte zum Kloster Lehnin Schon 1469 ertheilten die Mönche von Lehnin dem Magistrat von Neustadt-Brandenburg die Erlaubniss, bei Glindow Ziegelerde zu graben.

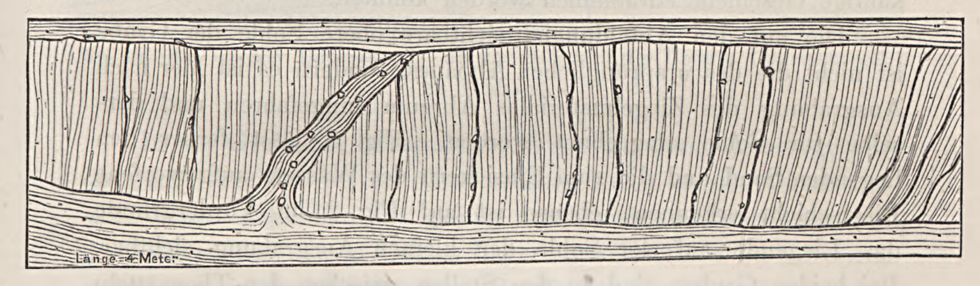
Die älteren Thongruben von Glindow sind südlich vom Dorfe gelegen. In ihnen mag zu Anfang unter sehr günstigen Verhältnissen Ziegelerde gewonnen worden sein, denn am Rankefang tritt der Diluvialthonmergel noch heute geradezu zu Tage. Es sind hier schon durch das mehr geneigte Gehänge zum Glindower See andere Lagerungsverhältnisse zu erwarten, als solche nördlich vom Dorfe bei allmählicherem Ansteigen vom Thalrande aus bedingt sind. An dem Eingange von nur einer Grube am westlichen Ufer des Glindower Sees kann der Untere Diluvialmergel gesehen werden, somit ist der Diluvialthon von Spathsand und Mergelsand überlagert.

In sämmtlichen Gruben von Glindow zeigt der Thon die bereits bei Besprechung der Aufschlüsse auf der Löckenitz erwähnten Emporspressungen. In der 2ten Thongrube vom Glindower Wege nach dem Mittelbusch sind drei Sättel durch den Betrieb angeschnitten, auch zeigen hier die im Hangenden auftretenden Mergelsandbänke dieselben Schichtenstörungen. (Taf. XIV, Fig. III.) Der Untere Diluvialsand ist gerade in dieser Grube reich an *Paludina diluviana*. Der Thon hat an einigen Stellen auch hier die Structur des Brockenmergels. Die abgebildete Grube ist diejenige, in welcher der Untere Sand noch von einer dünnen Decke von Oberem Mergel stellenweise bedeckt ist, während die Glindower Gruben

im Uebrigen als Hangendes nur Reste jenes Mergels und secundäre Lehmstreifen besitzen. Noch sei erwähnt, dass mir aus den Glindower Gruben ein Mahlzahn von *Elephas primigenius* zugestellt wurde[1]).

Als Beispiel der zahllosen hier auftretenden Schichtenstörungen im Unteren Diluvialsand ist folgende Zeichnung beigegeben, welche völlige Discordanz der Sandschichten zeigt und eine Aufpressung einer tieferen Schicht in aufliegende darstellt.

Schichtenstörungen im Diluvialsande von Glindow.



Häufig tritt die Schichtung des Sandes mehr hervor durch eingelagerte Braunkohlenstücken und Gerölle, deren freie Vertheilung den Sand oft »baumkuchenartig«, wie BERENDT sich ausgedrückt, erscheinen lässt, oft demselben auch ein geflecktes Ansehen verleiht.

Die beiden Abbildungen auf Tafel XV, Fig. 2 und 3, geben ein Bild von den beiden zur Zeit noch in Betrieb befindlichen Gruben südlich Glindow. Sie zeigen ausser den Lagerungsverhältnissen des Thones, welcher auf jeder Abbildung in zwei Sätteln sichtbar ist, in dem Abstich, der bei der Tiefe der Grube in etwas über 1 Meter hohen Terrassen angelegt ist, die wunderbarsten Schichtenstörungen im Unteren Diluvialsande. In der südlicheren Grube (Fig. 2) sind die Sandschichten parallel zur Erhebung des

---

[1]) G. BERENDT, Mark Brandenburg, S. 35, erwähnt einen solchen Fund aus der Grube am Kesselberg, eben daher einen Backenzahn von Bos und aus der Thongrube bei Phöben einen Zahn von Rhinoceros.

Von Phöben erhielt ich ebenfalls einen Mahlzahn sowie eine Tibia von Elephas.

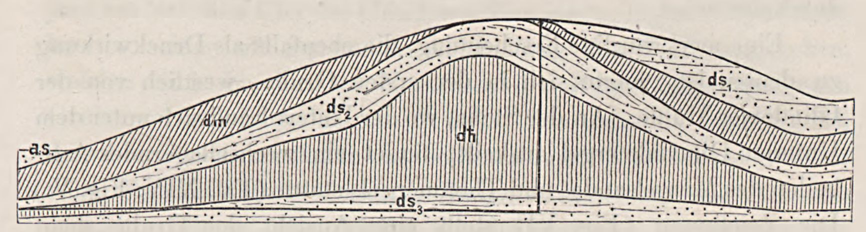
Thonmergels aufgerichtet, in der nördlicheren (Fig. 3) stehen die Schichten des Spathsandes in der Nähe des links sichtbaren Thonsattels saiger und sind reich an Braunkohle, welche in feinster Form, aber auch in grösseren Geschieben vorkommt. Am Rande beider Gruben sind Reste von Oberem Mergel noch erhalten, häufig jedoch ist nur eine ganz dünne Decke von Oberem Sande vorhanden, in welchem pyramidale Geschiebe zu den gewöhnlichen Erscheinungen gehören. Es sei hier bemerkt, dass auch aus einer offenbar dem Unteren Diluvium angehörigen Grandbank dreikantige Geschiebe entnommen werden konnten.

Die auf den Abbildungen sichtbare obere Sohle der Grube ist nicht die des ursprünglichen Abbaues, sondern es ist hier nach Ausgrabung des Ziegelmateriales Abraum hingefahren und derselbe zur Sohle eingeebnet worden. Fig. 3 lässt ferner den liegenden Sand und die zum Einsickern des Wassers aufgeworfene Eiserschicht erkennen, ebenso ist auf Fig. 2 im Vordergrunde das Liegende auf der Sohle der kleinen Ausgrabung sichtbar. Bei beiden Gruben sind an den Stellen zwischen den Thonsätteln (in den Mulden) Bretterschützen gegen den Andrang des Sickerwassers angebracht, welches den Abraum auf der Sohle der in Fig. 3 abgebildeten Grube durchbrochen hat.

Als nun südlich Glindow die Abraummassen grösser wurden, entstanden die neueren Gruben im Westen und Norden des Dorfes, an dem Abhange des Mühlenberges und Strebenberges. Zur Zeit sind die Thongruben am Glindower See zwar noch im Betriebe, aber bei weitem eifriger wird der Thon ausgebeutet in denen nördlich vom Dorfe.

Die bedeutenden Aufschlüsse westlich der Windmühle von Glindow zeigen am Eingange der Gruben vom Thalrande aus den Unteren Diluvialmergel, welcher weiter in den Berg hinein als eine immer dünner werdende Decke erscheint, ja häufig sich vollständig nach der Höhe zu auskeilt. Unter dem Unteren Diluvialmergel liegt Unterer Diluvialsand, unter welchem Diluvialmergelsand und weiter der Thonmergel folgt. Der Diluvialmergel tritt besonders mächtig auf (etwa 4—6 Meter) in der der Mühle zunächst gelegenen Grube, weniger mächtig in der Grube am Wege von Glindow nach Bliesen-

dorf und derjenigen am Abhange des Strebenberges. Die Lagerung des Unteren Mergels ist offenbar gestört durch die Aufpressung des Diluvialthones. Schematisch muss das Profil hier gedacht werden, wie folgende Zeichnung dasselbe darstellt.



ds_1 ds_2 ds_3 Unterer Diluvialsand. dh Thonmergel. dm Unterer Diluvialmergel. as Thalsand.

In der Grube am Bliesendorfer Wege war durch Abbau gerade die Stelle erreicht, wo der Untere Mergel sich an der Oberfläche vollkommen auskeilte. Es gelang durch mehrere Bohrungen von 2—3 Meter Tiefe die gedachten Lagerungsverhältnisse zu beweisen, indem nur wenige Schritte vom Rande der Grube entfernt unter 1 Meter Sand der Mergel erbohrt und bei 2 Meter Tiefe wieder durchsunken, während noch einige Schritte weiter entfernt in 2.5—3 Meter Tiefe der Untere Mergel angetroffen wurde. Ein gleicher Versuch, die Lagerungsverhältnisse direct durch Bohrungen zu erfahren, gelang dagegen nicht bei Bohrungen, welche angesetzt wurden in der Nähe des westlichen Grubenrandes der Erdestiche am Strebenberge. Es gehören dazu eben tiefere Bohrungen als solche von 3 Meter Tiefe, da derartige wenig tiefgehende Versuche gerade nur bei sehr günstigen Verhältnissen zum Ziele führen können. Nun findet sich wenig unterhalb der Höhe des Strebenberges am westlichen Gehänge eine Bank von Unterem Diluvialmergel; es ist nicht unmöglich, dass diese mit derjenigen der Grube zu vereinigen ist. Die volle Uebereinstimmung aller Aufschlüsse von Glindow bis zum Westrande der Section Werder lassen ohne Zweifel den längs des Abhangs in schmalerem oder breiterem Bande auftretenden Mergel als Unteren Diluvialmergel erkennen. Ferner findet sich in demselben, zuweilen bloss sehr vereinzelt, die das Untere Diluvium, wenn auch vielleicht nicht

ausnahmslos, bestimmende *Paludina diluviana.* Dass auch weiter nordwestlich von den zuletzt geschilderten Gruben der Thonmergel Aufpressungen zeigen muss, erhellt daraus, dass der Untere Mergel am kleinen Karfunkelberge vom Unteren Diluvialsande ebenfalls durchragt wird.

Eine merkwürdige Erscheinung, die ebenfalls als Druckwirkung zu deuten ist, zeigte sich in der ersten Grube, westlich von der Glindower Mühle. An der Stelle, wo der Untere Sand sich unter dem Unteren Diluvialmergel auskeilt, findet ein wechsellagerndes Auskeilen des Mergelsandes und Thonmergels statt. (Taf. XIV, Fig. V.) Die Zeichnung (Fig. VI) stellt eine Ansicht der Grube dicht am Bliesendorfer Wege dar. Der Untere Diluvialmergel betheiligt sich weiter links ausserhalb der Abbildung an der Bewegung des Terrains, welches von hier zum Thale allmählich abfällt. Am Eingange zur Grube ist er von bedeutend grösserer Mächtigkeit. Rechts ist in der Grubenwand beinahe der Punkt erreicht, wo der unter dem Mergel lagernde Untere Spathsand sein Ausgehendes hat. Wenn schon die Zeichnung eine Anschwellung des Thonmergels erkennen lässt, so ist dieselbe durch die Mergelsandbank, welche durch ihre Hebung ein Auskeilen des Spathsandes bewirkt hat, recht deutlich zu sehen.

Dieselben Verhältnisse finden sich in der Grube, westlich vom Bliesendorfer Wege, am Abhang des Strebenberges. (Taf. XIV, Fig. IV.) Erwähnt sei hier noch eine am Eingang der Grube angeschnittene Bank von stark mit Braunkohlentheilchen und gerollten Braunkohlenstücken (Lignit) durchsetzten und daher braunschwarz erscheinendem sandigen Kalktuff von nahe $1/2$ Meter Mächtigkeit. Eine ähnliche kalkige 1 Fuss starke Schicht erwähnt Berendt in dem Profile der Thongrube am nördlichen Fusse des Kesselberges von Werder (Mark Brandenburg, S. 33). Die Zeichnung stellt rechts eine Aufrichtung der Spathsand- und Mergelsandschichten dar, links eine Druckerscheinung im Unteren Sande, an der Grenze zum Unteren Mergel. Die Sandschichten sind hier mehrfach gestaucht und gewunden.

Die Thongruben der Werder'schen Weinberge.

Von den seiner Zeit bedeutenden Aufschlüssen auf den Werder-schen Weinbergen sind bereits diejenigen am Kesselberge, ebenso jene am östlichen Ufer des Glindower Sees eingegangen. G. Berendt hat in seiner oft genannten Abhandlung das Profil angegeben, welches sich in der am Nordfusse des Kesselberges gelegenen Grube vorfand (siehe ibidem S. 33). Von grösstem Interesse ist, dass hier von jenem Autor eine schwarzbraune Thonschicht erwähnt wird, welche *Valvata contorta*, *Bithynia tentaculata* und *Planorbis* enthielt. Mir ist ein gleiches muschelführendes Vorkommen nur noch bekannt geworden aus der nördlich von hier zu erreichenden Thongrube von Phöben[1]).

An den Werder'schen Weinbergen sind noch im Gange die Thongruben am Plessower See, in den sogenannten Werder'schen Erdebergen. In diesen wird zur Zeit noch viel Thon gegraben, obgleich ein bedeutender Abraum auch hier bald Stillstand gebieten wird. Am nördlichen Abhange der Grube steht eine mehrere Meter mächtige Mergelsandbank an. Der Thon ist feingeschichtet und in seiner Plasticität sehr verschieden. Am Eingange zu jenen Aufschlüssen findet sich über dem den Thon überlagernden Unteren Sande eine nur wenig mächtige Bank von Unterem Geschiebe-mergel.

Die Lagerungsverhältnisse des Diluvialthonmergels dieser Gruben sind abweichend von den bereits geschilderten, insofern als von der eigentlichen, fast horizontal liegenden Hauptthonbank mehrere z. Th. unter 50^0 einfallende, mannigfach gewundene Bänke sich abzweigen (siehe Taf. XIV, Fig. VII). Die Spath- und Mergel-sande zwischen denselben sind aufgerichtet und zeigen an vielen Stellen Verwerfungen. In beigegebener Zeichnung sind solche Ver-werfungen der Sandschichten abgebildet. Dieselben wiederholen sich fast in 1 Meter Entfernung auf einer grösseren Strecke. An

---

[1]) Besonders reich an Süsswasserschnecken ist eine schwache Bank auf der Höhe des Kesselberges, ferner jene am Geltower Chausseehause, welche sich am Schäfereiberge und Heinesberge wiederfindet. Doch sind jene Bänke einer thonig ausgebildeten Facies Unteren Mergels zuzuschreiben.

der unteren Grenze des Thones zum Liegenden fand sich auch bei den aufgerichteten Bänken eine von Eisenocker stark gefärbte Sandschicht. Eine Stelle des Aufschlusses zeigte in den oberen Schichten des Thones die wunderbarsten durch Druck herbeigeführten Quetschungen und Verzerrungen (Taf. XIV, Fig. VII).

Die Auflösung einer mächtigen thonigen Diluvialschicht in mehrere dünnere Bänke, welche durch Einlagerung von Sanden getrennt werden, ist eine häufig in der Umgegend von Werder beobachtete Erscheinung.

Die Abtrennung mehrerer Bänke von der ursprünglichen, mächtigeren Bank und die Aufrichtung derselben lässt sich ebenfalls durch einen einseitigen und schiebenden Druck erklären.

G. Berendt beschreibt ganz ähnliche Lagerungsverhältnisse des Thones bei Leest auf der Töplitzer Insel. Er beobachtete daselbst drei, mehrere Schritt von einander entfernte, fast saiger stehende Thonbänke längs des Rückens des Brützberges, welche in der Tiefe mit dem Hauptlager zusammenfielen.

Es scheint, als ob längs des Plessower Sees eine weitere Thongewinnung, wenn Bedarf darnach sein sollte, am sichersten wäre, denn am Schnittpunkte des Weges längs des Ufers und des Kemnitzer Weges tritt der Thonmergel fast zu Tage und ergab ein Brunnen, welchen ich gerade Gelegenheit hatte zu beobachten, den Thon in ganz beträchtlicher Mächtigkeit. Bemerkenswerth ist, dass den Fischern das Vorhandensein des Thones an dem östlichen Ufer des Plessower Sees bekannt ist.

Fassen wir die Reihe der Beobachtungen zusammen, so zeigt sich in den Gruben bei Werder die Schichtenfolge des unteren Diluviums derart, dass unter einer Bank von Unterem Diluvialmergel, Spathsand und Mergelsande folgen, unter diesen der Diluvialthon, welcher wieder von einem älteren Diluvialsand unterlagert wird. Das Fercher Bohrloch [1]) hat ergeben, dass auch unter dem Thon noch thonige Bildungen und zwar Mergel- und Thonbänke in jenem Sande eingelagert sind.

---

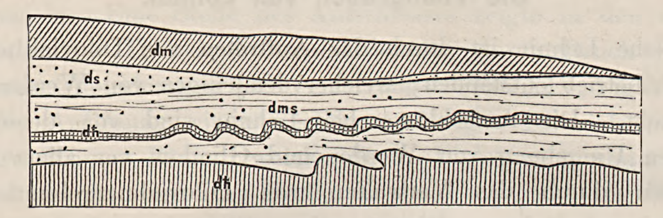
[1]) G. Berendt, Umgegend von Berlin. I. Der Nordwesten. Abhdl. z. geol. Specialkarte von Preussen Bd. II, Heft 3, S. 10.

Die Thongruben von Lehnin.

Nahe Lehnin ist durch das Auftreten von Diluvialthon ein Ziegeleibetrieb entstanden, welcher demjenigen von Werder nicht nachsteht. Die Aufschlüsse bei Lehnin sind von denen der näheren Umgebung von Werder und Glindow vor allem unterschieden durch das Vorwalten von Diluvialmergelsand- und Schleppsandschichten. Diese sandigen Bildungen treten hier noch weit häufiger als Begleiter des eigentlichen Diluvialthones auf. Tiefe Aufschlüsse im Mergelsande finden sich in den Gruben der Michelsdorfer Ziegelei. In der 6—10 Meter mächtigen Mergelsandbank liegen zahlreiche, 2—3 Decimeter mächtige Thonmergelbänkchen, deren häufigere Aufeinanderfolge im Liegenden einen Uebergang zur Diluvialthonbank vermittelt. Der Mergelsand fällt von Norden nach Süden ein und ist von gewöhnlichem Spathsande überlagert. Der letztere ist, wie bei Werder, reich an *Paludina diluviana.* Häufig sieht man im Profile auch die in den Glindower Gruben beobachtete auskeilende Wechsellagerung von Thon und Mergelsand. — Wenn allgemein von den Thon- und Mergelsandbänken dieser Gegend gesagt werden kann, dass sie weniger Schichtenstörungen zeigen, als jene von Werder, so treten dieselben hier doch im Kleinen in jeder Mannichfaltigkeit auf. Biegungen und Stauchungen zeigen die Mergelsande und Thonstreifen der Gruben von Rahnitz. Häufig treten in kleinen Sätteln zerdrückte Thonstreifen auf, welche dann auch eine Art Brockenmergel bilden. Am schönsten sind Faltungen und Verwerfungen der Schichten in den Ziegeleigruben von Schale zu sehen; auch die FISCHER'sche Grube zeigt dieselben.

Erst in den näher Lehnin, nach dem Thalrande zu, gelegenen Aufschlüssen findet sich als Hangendes über dem Mergelsande eine nur wenige Meter mächtige Bank von Unterem Diluvialmergel. Der Mergel weicht in keiner Weise von dem Vorkommen bei Werder ab. Die Schichten des Mergelsandes und Thonmergels liegen ziemlich horizontal oder nur wenig geneigt in der Grube; an geringen Thonsätteln ist ein Streichen von Ost nach West zu

beobachten. In der Thongrube von Gustav Schulze wurde folgendes Profil beobachtet.



dm Unterer Diluvialmergel. ds Unterer Diluvialsand.
dms Unterer Diluvialmergelsand. dh Diluvialthonmergel.

Die Biegung des Thones ist als Druckerscheinung aufzufassen, wie dieselbe sich bei Werder geltend macht.

Die Aufpressungen des Diluvialthonmergels in ihren Beziehungen zu einander und zur Thalbildung.

Die Schichtenstörungen des Diluvialthonmergels erscheinen als Zusammen- und Aufpressungen. Sie sind nicht eigentliche Faltungen, denn das Liegende ist horizontal. Die Aufpressungen der Thonbank sind für die Lagerung der hangenden Schichten von Bedeutung, soweit dieselben dem Unteren Diluvium angehören. Die bedeutendsten Störungen der hangenden Diluvialsande bemerkt man in der durch Taf. XIV, Fig. II abgebildeten Grube, in welcher dieselben beinahe den Grubenrand erreichen. In jener Grube werden die mannichfach in ihrer Lagerung gestörten Sandschichten im höheren Niveau von fast horizontal gelagerten Sandbänken abgeschnitten, in denen discordante Parallelstructur auftritt und zwischen welchen wieder aufgerichtete Schichten vorkommen (vergl. den Holzschnitt auf S. 509). In den Aufschlüssen der Löckenitz sind die einstigen Bewegungen der Thonbank nur in ihrem unmittelbaren Hangenden noch zu erkennen, indem fast stets ein Parallelismus der Schichtung des Sandes mit der Sattelbildung eintritt, und der obere Theil der zwischen den Sätteln liegenden

Mulden häufig schon im Allgemeinen horizontal abgelagert ist, wenn auch die dem Unteren Sande eigene, oft discordante Schichtung auftritt. Auch die Gruben im Norden von Glindow zeigen eine Ausgleichung der Schichtenstörung nach dem Hangenden, welches nicht in dem Maasse bewegt erscheint, als die Thonbank.

In den Thongruben der Löckenitz waren seiner Zeit zehn durch Aufpressung entstandene Sättel neben einander zu beobachten. Wohl muss ich zugestehen, dass eingehendere Untersuchungen derselben hätten angestellt werden können, wenn von vorn herein eine Bearbeitung dieser Verhältnisse von mir beabsichtigt worden wäre. Doch denke ich, dass die ausgeführten Messungen zur Erläuterung der dort auftretenden Lagerung der Thonbank ausreichend sein werden.

Um ein genaueres Bild von den in diesem Aufschlusse vorkommenden Sätteln zu geben, seien einige Grössen angeführt. Ein Sattel war in einer Länge von 25 Meter angeschnitten und hatte eine Höhe von 30 Meter, ein anderer, welcher auf diesen folgte, hatte eine Länge von 20 Meter und fiel mit seinen Seitenflächen unter 50° ein. Die Sattellinien fallen meistens nur wenig ein. In einigen Fällen wurden 10° und 5° Abweichung von der horizontalen gemessen. In der Regel liegt hier, wie auch in den anderen Aufschlüssen die Sattellinie horizontal. Nicht immer bleiben diese Linien in einer Höhe.

Die Streichrichtungen dieser Sattellinien wurden bei zehn Sätteln gemessen und folgende Abweichungen vom geographischen Norden[1]) erhalten, wobei die Zählung vom nördlichen Theile der Grube nach dem Eingange zu derselben vorgenommen wurde.

Sattel	Abweichung der Streichlinie vom geograph. Norden
No. 1	38° östl.
» 2	1° westl.
» 3	11° »
» 4	21° »

---

[1]) Die westliche Declination der Magnetnadel wurde mit 11° 30′ berechnet. Es war nicht möglich, die Messungen bis zu einer Genauigkeit von 1 Grad auszuführen.

Sattel	Abweichung der Streichlinie vom geograph. Norden
No. 5	31⁰ westl.
» 6	51⁰ »
» 7	1⁰ »
» 8	21⁰ »
» 9	21⁰ »
» 10	21⁰ »

Aus diesen Messungen ergiebt sich eine Drehung der Sattellinien[1]. Betrachtet man die Beziehungen der Streichrichtungen zu dem Verlauf der Horizontalcurven in der Generalstabskarte, so macht sich deutlich ein Zusammenhang zwischen beiden geltend. In ganz ähnlicher Weise sind drei in der Grube, südlich von Petzow, gemessene Sättel abhängig von der Configuration des Berges. In der Petzower Grube wurde gemessen:

Sattel	Abweichung der Streichlinie vom geograph. Norden
No. 1	56⁰ westl.
» 2	28⁰ östl.
» 3	38⁰ »

Der erstere Sattel läuft somit parallel mit dem »Langen Grunde«, der zweite und dritte schmiegt sich an den hier umbiegenden Abhang an.

Durch die Glindower Thongruben ist in Folge der Auftragung des Abraumes der ursprüngliche Verlauf der Horizontalen nicht zu ersehen. Doch zeigt sich auch hier, dass Beziehungen der Sattellinie zum Abhange vorhanden sind. Es wurde gemessen:

Nördlich der Hasenhaide	Abweichung der Streichlinie vom geograph. Norden
Sattel der II. Grube	41⁰ westl.
» » III. »	21⁰ »
Drei Sättel » IV. »	26⁰ »

[1]) Die Stellung dieser Sattellinien ist für den Abbau der Thonschicht selbstredend von Einfluss; daher ist jene Drehung der Streichrichtung in dem Abstich der Grubenwand wiedergegeben. Man hat die Ausschachtung in einem flachen Bogen weiter geführt, wie aus der Zeichnung der Grube zu ersehen ist.

Eine nahezu mit der Nordlinie zusammenfallende Streichlinie zeigte ein Sattel am Eingang zu dem Erdestich am Dorfe Glindow. Die Abweichung vom geographischen Norden betrug 8° nach Osten.

Die Streichlinie des durch Taf. XIV, Fig. III, abgebildeten Sattels der Grube westlich der Glindower Windmühle wurde um 31° westlich vom Norden abweichend bestimmt. (Die Streichrichtungen der Thonsättel sind in der Karte Taf. XIII eingetragen.)

Es ist schon erwähnt, dass die Emporpressungen des Thones als Druckerscheinungen aufzufassen sind. Die Richtung der gemessenen Sattellinien ergiebt, dass diese und somit auch die Druckwirkungen abhängig sind von der Bewegung des Terrains und der Richtung des Abhanges. In der Löckenitzer Ziegeleigrube ist der randlich am Schwielow sich erhebende Kesselberg und Tiesendorfer Berg von Einfluss auf die Drehung der Sattellinien. Sie laufen parallel der Höhencurve. Ebenso stellt sich in den Gruben bei Petzow ein Parallelismus der Sattel- und Höhenlinien heraus. Da, wo der Thalrand nach Norden umbiegt, findet auch bei den Sattellinien eine Annäherung zur Nordrichtung statt.

Es ist klar, dass die Thalbildung im Zusammenhang steht mit den Aufpressungen der Thonbank. Diese sind entstanden durch den einseitigen Druck nach Aufhebung des Zusammenhanges der Schichten durch die Erosion des Thales. Im Kleinen kann man eine gleiche Wirkung jedes Jahr in den Aufschlüssen sehen, indem in denselben der Thon aus der senkrecht abgestochenen Wand der Grube herausgepresst wird, oder, wie die Leute sagen, hervorquillt. Das Liegende ist in keiner Weise gestört, wohl aber ist die Bank des Unteren Diluvialmergels durch die Emporpressungen mitgehoben, wie die hangenden Schichten überhaupt. Da durch Erosion am Sattel die Mergelbank ungemein geschwächt ist, so erscheint dieselbe in den Aufschlüssen als eine Anlagerung, während sie in der That im Berge weiter fortsetzt. — Diese Mergelbank wird in der Nähe der Glindower Wassermühle zu einer kaum 1 Meter starken Schicht, und in ebenso geringer Mächtigkeit tritt dieselbe am Glindower See auf. Sie ist durch die spätere Erosion geschwächt. Wenn schon die Aufschlüsse ein Ausgehen des Thones

am Thalrande und kein Einfallen nach demselben zeigen, so ist ausserdem nach einer Angabe, welche Herr Dr. Dulk notirt hat, der Glindower See zwischen den Glindower Ziegeleien und Cagels-Bruchs 50—60 Fuss tief, so dass die Aufhebung des Zusammenhanges der Schichten wohl mit Recht angenommen werden kann.

Herr Lossen[1]) stellt als nothwendige Folge der Berendt-schen[2]) Ansicht, nach welcher eben die unteren Schichten des Diluviums durch einseitig lastenden Druck nach der Erosion des Thales gehoben sind, hin, dass dann ein Parallelismus zur Thalbildung vorhanden sein müsste; er bezweifelt die Aufpressung der Schichten am Kreuzberge durch von oben wirkenden Druck.

Er beobachtete bei seiner ungemein eingehenden Bearbeitung des Diluviums der Stadt Berlin, dass nicht alle Sattelbildungen an den Thalrand gebunden sind, dass vielmehr auch innerhalb der Hochfläche und unter dem Alluvium Sattelbildungen auftreten. Wohl muss dies für die Hochfläche bei Werder auch zugegeben werden. Jene in der Hochfläche auftretenden Sättel sind aber sehr vereinzelt, während dieselben am Rande fast regelmässig nicht nur hier, sondern in der Berliner Gegend überhaupt vorkommen. — Ganz ähnliche Verhältnisse wie bei Werder treten in der Nähe von Königswusterhausen auf. Es ist gar nicht anders zu denken, als dass hier bedeutende Emporpressungen am Thalrande stattgefunden haben, denn der Untere Diluvialmergel kommt nicht am unteren Theile des Gehänges hervor, sondern reicht bis an die Oberkante des Abhanges der Hochfläche. Ganz ähnlich, wie am Kreuzberg bei Berlin, ist hier der Rand höher als das Innere der Hochfläche. Auch innerhalb dieser kommt eine solche Emporpressung vor nördlich von dem Dorfe Ragow, woselbst auf einer, wenn auch geringen Anhöhe der Untere Diluvialmergel und unter diesem der Thonmergel auftritt. Können aber nicht solche Erscheinungen auch durch eine ungleichmässige Belastung der plastischen und daher weichen, in sich zusammenpressbaren Thonbank entstehen? In den mir bekannt gewordenen Fällen von Sattelbildung inner-

---

[1]) Der Boden der Stadt Berlin, S. 1021.

[2]) Die Diluvialabl. d. Mark Brandenburg, S. 79 u. 80.

halb der Hochfläche traten dieselben fast immer an Rinnen derselben auf. Bei Werder ist vorläufig in den Schichten unter dem Diluvialthon noch keine Sattelbildung beobachtet, die doch vorhanden sein müsste, wenn Störungen im Untergrunde oder schon vorhandene Unebenheiten desselben die Faltung des Thones bewirkt hätten. Daher ist zunächst die dortige Erscheinung als eine durch Druck von oben entstandene zu betrachten.

Da die den Thonmergel überlagernden Sandschichten bis zur Grenze des Oberen Diluviums häufig aufgerichtet, verworfen und gefaltet sind, so können diese Sandmassen die Druckerscheinungen am Thonmergel allein schwerlich bewirkt haben, selbst wenn man die Platte des Oberen Mergels in ihrer vollen ursprünglichen Mächtigkeit zurechnet. Die drückende Masse erhält man aber, wenn man den Mergel als Moräne und darüber die Eisdecke denkt.

Nicht unwichtig ist es jedenfalls auch, dass die Grösse der Aufpressung in gewissem Verhältnisse zu stehen scheint zur Breite des Thales.

Die Bildung des Lehniner Thales hat nicht jene Störungen hervorzubringen vermocht, wie die tiefen und breiten Einschnitte der Havelgewässer bei Werder. Weniger häufig treten Aufpressungen der Thonschicht auf, niemals in solchem Grade, wie dieselben bei Werder gewöhnlich sind. Innerhalb der Thon- und Mergelsandbänke kommen auch hier die eigenthümlichsten Störungen der Schichten durch Druck vor. Die Streichrichtung der wenigen und flachen hier vorkommenden Sättel lässt keinen bestimmten Zusammenhang erkennen.

Bei Lehnin sind wie bei Werder Druckerscheinungen nur an dem Diluvialthone und z. Th. an den hangenden Schichten zu sehen. Das Liegende ist ungestört. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse im nordwestlichen Sachsen, welche H. Credner[1]) mitgetheilt hat. Die dortigen Diluvialthone (Bänderthone) sind häufig in Falten zusammengeschoben, geknickt und in den überlagernden Geschiebelehm hineingepresst, während das Liegende von den Verzerrungen verschont ist. Dass gleiche Verhältnisse in Schonen

---

[1]) Zeitschrift d. D. geol. Ges. Bd. XXXII, S. 103.

vorkommen, ist schon oben erwähnt. — Wenn man aber jene Schichtenstörungen durch den Druck einer ehemaligen Eisdecke entstanden denkt, so ist es bei Anwendung jener Erklärung für die Lehniner Thonmergel auffällig, dass letztere die Störungen nur in geringem Grade zeigen, während dieselben bei Werder viel grossartiger auftreten. Denkt man sich aber beide Ursachen, die Thalbildung und die Eisbedeckung zusammenwirkend, so würde auch die Regelmässigkeit der Aufpressungen parallel dem Thalrande bei Werder erklärt sein. Auch ist dann eine Erhebung des Thalrandes über das Niveau der Thalfläche nicht verwunderbar. Dass solche Thalbildungen bereits zur Zeit der Eisbedeckung vorhanden gewesen sind, beweisen die von mir an der Grenze des Septarienthones von Hermsdorf, welcher als geringe Erhebung in einem tief eingeschnittenen Thale auftritt, beobachteten geschliffenen und geschrammten Septarien[1]).

Einen eigenthümlichen Fernblick eröffnet schliesslich noch folgende Betrachtung:

Beobachten wir das Vorkommen des Thonmergels bei Werder im Grossen und Ganzen, so finden wir denselben am nördlichen und westlichen Abhange der Werder'schen Weinberge, an beiden Ufern des Glindower Sees und am westlichen Uferrande der Insel südlich Baumgartenbrück (siehe Tafel XIII). Bei der Beschreibung der Grube nördlich von Petzow war schon oben angegeben, dass der Thonmergel noch nicht erreicht ist. Tiefere Bohrungen in dem Erdestich haben ihn nicht getroffen. Ebenso ist der Thon am Ostabhange der Werder'schen Weinberge nirgends gefunden. Man ist mithin, im Hinblick auf das im ganzen letzten Abschnitte dargelegte Verhältniss der Druckerscheinungen zur Thalbildung, berechtigt, den Wasserlauf des Glindower und Plessower Sees für älter anzusprechen, als den der jetzigen Havel.

[1]) conf. dieses Jahrbuch 1880, S. 338 und Neues Jahrbuch f. Min. 1881.

Aufschlüsse in den Einschnitten der Stargard-Cüstriner Eisenbahn.

Von Herrn **Ernst Laufer** in Berlin.

(Hierzu Taf. XVI.)

Durch die Direction der Königlichen Geologischen Landesanstalt, in Folge einer bezüglichen Nachricht des Herrn M. v. DEM BORNE auf Berneuchen, beauftragt mit der geologischen Untersuchung der durch den Bau der Stargard-Cüstriner Eisenbahn entstandenen Aufschlüsse, bereiste ich fast die ganze Strecke derselben und fand von Stargard bis Cüstrin nur diluviale Schichten angeschnitten, während ältere Formationen nirgends getroffen wurden. Die sich im Profile darstellende Lagerung und die petrographische Beschaffenheit jener Bildungen war dieselbe, wie die der näheren Umgebung von Berlin. Da aber der Zusammenhang der Schichten und besonders einige der zahlreichen tieferen Profile ein weiteres Interesse darbieten, so erscheint mir die Veröffentlichung der ausgeführten Untersuchung nicht unangemessen.

Die Eisenbahnlinie läuft von Stargard über Klützow, Damnitz, Gross-Schönfeld, Pass, Pyritz, Mellenthin, Lippehne, Soldin, Rosenthal, Neudamm, Zicher, Tamsel bis Cüstrin.

Dicht vor Stargard (siehe Taf. XVI, Prof. I) schneidet die neue Eisenbahn in den nur allmählich ansteigenden Thalrand des Ihnathales mehre Meter tief ein. Wie zu erwarten war, ist hier der Untere Diluvialmergel in dem Aufschlusse blossgelegt, und, wie aus der Zeichnung hervorgeht, nur wenig in seiner Lagerung aufgepresst.

Ueberlagert wird dieser Mergel von geschichtetem, gröberen Unteren Diluvialsand, welcher nur wenig weiter hinauf am Abhange von der Platte des Oberen Diluvialmergels bedeckt ist. Als rudimentäre Bestandtheile desselben zieht sich eine nur geringe Decke von Geschiebesand über die Bildungen am Abhang hinweg.

Genau denselben Unteren Mergel, nur etwas fetter, auch wohl kalkreicher ausgebildet, als der sehr sandige des Einschnittes, fand ich dicht beim Bahnhof Stargard auf der Sohle bedeutender Sandgruben. Die hier blossgelegten Schichten sind dieselben, wie jene des erwähnten Einschnittes, nur hat der Untere Sand eine grössere Mächtigkeit erreicht (ca. 3 Meter) und wird seiner grandigen Beschaffenheit halber durch Absieben des beigemengten feineren Materiales zu Kies verarbeitet. Durch eine Brunnenbohrung auf der Sohle der einen Grube war zur Zeit der Untere Mergel bereits 4 Meter durchsunken.

Diluviale Schalreste konnten im Sande, wie im Mergel nicht aufgefunden werden.

Bis über Gross-Schönfeld hinaus ist die Hochfläche mit einer nur wenig mächtigen Bank des Oberen Diluvialmergels bedeckt. Manche der Einschnitte haben stellenweise Unteren Spathsand erreicht. Am Dorfe Klützow (Station 46) wurde eine grössere Erhebung durchschnitten und unter dem Oberen Mergel der Schlepp- oder Mergelsand, wechsellagernd mit gemeinem Spathsand getroffen. Von dieser Folge wird später die Rede sein.

Ein tieferer und etwa 1000 Meter langer Aufschluss war durch den Eisenbahnbau bei Pass entstanden. Pass liegt am Fusse des hohen nördlichen Randes des Plönethales. Das ziemlich steile nördliche Gehänge setzt in nordwestlicher und südöstlicher Richtung noch weit fort, während der südliche Thalrand nur wenig hoch über die Thalsohle ansteigt.

Bei Pass ist der grösste Aufschluss auf der Eisenbahnlinie. Derselbe schneidet auf der ganzen Strecke und an der tiefsten Stelle überall in den Diluvialmergelsand ein. Die Schichtung des Mergelsandes, in welchem übrigens, wie auch an anderen Orten, dünne Thon- und Spathsand-Bänkchen eingelagert sind (nur an dem südlicheren Theile ist eine mächtigere Einlagerung

von feinem Spathsand blossgelegt), liegt fast horizontal; es ist trotzdem möglich, dass auf grössere Entfernung hin erst eine schwache Aufrichtung, wie solche am Thalrande gewöhnlich auftritt, sich geltend macht. (Profil II.)

Die geringere, in den südlichen Thalrand einschneidende Ausschachtung hat ebenfalls den Mergelsand ergeben. Der Aufschluss ist nur 400 Meter lang, geht aber auch 5 Meter an seiner tiefsten Stelle hinab. Nahe der grössten Erhebung des Berges sind etwas gewundene und aufgepresste Streifen von Spathsand eingelagert. Noch ist zu bemerken, dass in dem sonst ganz steinfreien Materiale in ersterem Aufschluss sich ein Gneiss-Geschiebe von ca. 3 Kubikfuss Grösse, in dem letzteren ein Porphyr von ca. $^1/_2$ Kubikfuss Grösse mitten im Mergelsande vorfand.

In der mit Jung-Alluvium ausgefüllten Niederung des Plöneflusses liegt ein nur wenig mächtiges Torflager, und unter demselben tritt ein sandiger Wiesenthonmergel auf.

Der Mergelsand bildet vom Thalrande aus auf eine weite Entfernung hin direct den Ackerboden. Die Gegend ist von Friedrichsthal bis südlich Briesen flach und besitzt nur wenige schwache Erhebungen. Wo solche durchschnitten wurden, ward der Mergelsand getroffen. Eine beträchtliche Mengung des oberen Bodens mit Humus macht denselben ganz besonders fruchtbar; wir befinden uns hier auf dem bekannten Pyritzer Waitzenboden. Die vorliegende Ebene gehört jedenfalls in das Nudationsgebiet der Plöne, welche in das Diluvium eingeschnitten und dasselbe eingeebnet hat, während Sandabsätze, wie anderwärts, hier nicht stattgefunden haben.

Weiter südlich liegt wieder Diluvialmergel auf einer beträchtlichen Anhöhe; er wird jenem Vorkommen auf der Hochfläche bei Gross-Schönfeld entsprechen. Unter dem Mergel ist seitlich von der Eisenbahn der Untere Sand in grösseren Gruben aufgeschlossen; da dieselben aber bereits längere Zeit verlassen sind, gestatteten sie keine ferneren Beobachtungen. Es ist noch nicht als sicher zu betrachten, dass jener im Einschnitte bei Pass angetroffene Mergelsand direct unter dem Oberen Diluvialmergel liegt, oder ob er von Unterem Mergel bedeckt wird, dessen Grenze zum

Oberen an der Oberfläche nicht zu beobachten ist. Auffällig und gewissermaassen für diese Lagerung sprechend, ist die thonreichere Beschaffenheit des Bodens nach dem Rande des Thales zu. Jedoch können solche Verhältnisse erst aus einer Reihe anderweitiger Beobachtungen am Thalrande mit Sicherheit erkannt werden.

Nördlich der Stadt Pyritz findet sich wieder Mergelsand. Der Einschnitt an der Stargarder Chaussee dicht vor dieser Stadt hatte ihn einige Meter tief aufgeschlossen und zeigte zahlreiche Thonbänkchen in demselben.

Zwischen Pyritz und Naulin ist die Hochfläche vom Oberen Mergel bedeckt. Nahe letztgenannten Ortes war durch einen Einschnitt der Untere Spathsand unter dem Mergel blossgelegt.

Von Naulin bis Cremlin erhält die Gegend einen ganz anderen Charakter. Während von Stargard aus bis hierher nur geringe Anschwellungen das im Ganzen ebene Land unterbrechen, beginnt hier ein eigenthümlich kuppiges Terrain von ziemlich steilen Erhebungen, in den zwischenliegenden Mulden finden sich stets tiefe Torflager. Der Charakter dieser Gegenden bis nahe Lippehne und weiter südlich von Soldin ist vollständig der der Moränenlandschaft. Ein steiler Hügel erhebt sich neben dem anderen.

In den Einschnitten ist auf der Strecke von Naulin bis Eichhorst überall bis auf das Planum Diluvialmergel getroffen. Die Aufschlüsse allein reichen jedoch nicht aus, um mit voller Sicherheit festzustellen, wie weit man es mit Unterem oder Oberem Mergel zu thun hat. Nahe Cremlin sieht man unter dem Mergel stellenweise den Unteren Sand. An mehreren Orten lässt sich ein Unterschied in der petrographischen Beschaffenheit des Mergels beobachten. Während derselbe die sonst dem Oberen so eigene gelbgraue Farbe besitzt, tritt häufig auf dem Planum selbst ein blaugrauer Mergel auf, ja an einigen Stellen liegt zwischen beiden Mergeln eine dünne Bank geschichteten Sandes (Prof. III). Dies sind die Gründe, weshalb der Obere Mergel im Profile angegeben wurde; auf dem Planum konnte an einigen Stellen der Untere Mergel verzeichnet werden. Der trennende Sand scheint hier meist zu fehlen, so dass der Obere Mergel direct auf dem Unteren liegt. An einer Stelle (Station 365, 50) erschien der gelbe Mergel in

den blauen hineingepresst, denn mehrere dünne Bänkchen des blauen Mergels wechsellagerten mit dem gelben Oberen und keilten sich bald in demselben vollständig aus.

Ein grösseres Interesse bietet ein etwa 7 Meter tiefer Einschnitt gegenüber Eichhorst.

Hier hat der Bahnbau eine kuppenartige Erhebung durchschnitten, welche von einem bedeutenden Geröllelager des Unteren Diluviums gebildet wird. Der Anblick des Aufschlusses gleicht vollkommen dem von Liepe und Chorin in der Eberswalder Gegend. Bei Eichhorst sind geschichtete Sande, auch dünne Bänkchen von Mergel weit häufiger eingelagert. Hierdurch entsteht eine Art Schichtung des ganzen Kegelberges (Prof. IV). Geschiebe von 3 — 4 Kubikfuss Grösse waren häufig, einige erreichten sogar eine Grösse von 5 Kubikfuss. Die meisten derselben gehörten dem Gneiss und Granit an, dazwischen fanden sich grosse Blöcke von versteinerungsarmem Kalkstein. Zur Zeit mochten etwa 100 Schachtruthen gewonnen sein. Am nördlichen Ende des Einschnittes war als Liegendes eine starke Bank von Unterem Mergel getroffen.

Von diesem Punkte aus waren nur wenige tiefe Einschnitte vorhanden. Das Terrain wird hier wieder ebener. Eine Ausschachtung gab eine dünne Bank Unteren Mergels, welche von einem Meter Unterem Sande überlagert war, unter welchen als Liegendes eine schwache Bank von Thonmergel angeschnitten wurde. Ferner ist das Vorkommen des Unteren Mergels (blaugraue, fette Ausbildung) in dem Brunnen am Stationsgebäude von Lippehne zu erwähnen. Gegenüber befindet sich eine etwa 4 Meter tiefe Mergelgrube, in welcher der obere Theil des Mergels eine gelbgraue Farbe besitzt, während dem unteren die bezeichnende blaue Farbe und übrige petrographische Beschaffenheit des Unteren Mergels eigen ist.

Zwischen Lippehne und Soldin waren die Erdarbeiten noch nicht in Angriff genommen. Der Boden der Gegend ist vorwiegend lehmig.

Südlich von Soldin wird das Terrain wieder kuppig. Die Einschnitte südlich und nördlich des Weges nach Liebenfelde haben einen gelbgrauen Diluvialmergel getroffen. Das dieser Gegend

entnommene Profil stellt eine starke Aufpressung des Liegenden, des Unteren Sandes, dar, welcher gleichmässig noch von Mergel bedeckt ist (Profil V). Der Mergel enthält hier mehrere grosse Geschiebe, darunter vereinzelt silurische Kalksteine. Eine Grube an der Cüstriner Chaussee, nahe der Windmühle von Soldin, hat unter 3 Meter Mergel den Spathsand ebenfalls aufgeschlossen. Hingegen schneidet der Weg von hier nach Rostin durch etwa 2 Meter Mergel in Mergelsand ein. Bei einer Brunnenbohrung gegenüber Werblitz wurde angetroffen: 3 Meter Torf, 2 Meter Wiesenmergel mit zahllosen Süsswasserschnecken (*Valvata*), $^1/_2$ Meter grauer Alluvialthonmergel, welcher ebenfalls Schnecken führte und zuweilen auch einige kleine Steinchen enthielt. Darunter folgte ein graugrüner kalkiger Thonmergel, dessen eigenthümliche Farbe jedoch sicher von Eisenoxydul herrührte und in welchem sich ebenfalls vereinzelte Reste von *Valvata* fanden.

Einen grösseren Aufschluss hat der Bahnbau nordöstlich von Rostin geliefert. In demselben ist Unterer Diluvialmergel in der so häufigen blaugrauen, sandigen Ausbildung getroffen, jedoch tritt derselbe nicht in zusammenhängender Bank auf, sondern er ist häufig durch gröbere geschichtete Sande unterbrochen und in mehrere Bänke gespalten (Profil VI). Ein ganz ähnliches Profil gab seiner Zeit eine Ausschachtung der Wetzlarbahn, nahe Alt-Langerwisch, auf Sect. Potsdam. — Anders sind die Verhältnisse weiter südlich. Hier, wo der Weg von Rostin nach Kuhdamm die Eisenbahn schneidet, ist der Untere Mergel auf eine längere Strecke hin in zusammenhängender Schicht getroffen, löst sich aber auch hier zu einem grandigen Sand mit Geröll auf. Südlicher liegen wenig grobe Sande auf demselben (Profil VII). Oberhalb dieses Aufschlusses ist am Wegeeinschnitt dicht bei der Bahnstrecke Unterer Sand abgegraben, in welchem ein 1—2 Decimeter mächtiges Thonbänkchen eingelagert gefunden wurde.

Südlich von hier waren die Erdarbeiten noch nicht überall in Angriff genommen. Mehrere Einschnitte gingen in Unteren Sand, welcher fast regelmässig eine dünne Decke von Geschiebesand besitzt. Der Baugrund des Durchlasses gegenüber dem Vorwerke Wustewitz zeigte im Profil geschichteten Unteren Sand von

etwa 1 Meter Mächtigkeit, darunter einen graublauen, thonreichen Unteren Diluvialmergel. Weiter nach Süden, gegenüber Berneuchen waren leider die, wenn auch kleinen, Aufschlüsse bereits mit Mutterboden beworfen. Zur Seite der Bahnlinie war eine grössere Ausschachtung ausgeführt und in derselben unter einer 1—2 Meter starken, undeutlich geschichteten Sandbank ein blaugrauer, feingeschichteter Diluvialthonmergel gegraben worden.

Es sei noch bemerkt, dass nahe am Bahnhof Rügenwalde ein geschichteter Unterer Spathsand ausgeschachtet war, in welchem Gerölle von Diluvialthonmergel[1]), etwa in Nussgrösse vorkommen. Aehnliche kugelige Geschiebe sah ich im Unteren Sande bei Belzig, doch bestanden diese aus Mergel.

Die oben erwähnte Ausschachtung bei Berneuchen, welche Thonmergel getroffen hatte, liegt am Rande einer breiten Thalbildung, welche zunächst durch eine vollkommen ebene Fläche, durch nur wenig gröberes Material führende Sande und zahlreiche Dünenzüge bezeichnet wird. Doch liegen eigentliche Diluvialbildungen bereits in geringer Tiefe. So befindet sich dicht am Kreuzungspunkte der Eisenbahnlinie und der Cüstriner Chaussee eine kleine Grube, in welcher ein grober Sand und Kies bis auf eine Tiefe von 2 Meter aufgeschlossen ist.

Der Einschnitt durch eine Düne war insofern interessant, als sich in dem von Natur ungeschichteten Dünensande eine deutliche Schichtung geltend machte durch secundäre Ausscheidungen von Eisenoxydhydrat, sogenannte Eiserstreifen, welche sich an einigen Stellen auf Ausscheidungen durch Wurzeln zurückführen liessen.

Weiter südlich erreicht man die Mietzel. Eine in der Nähe dieses Flüsschens angelegte Ausschachtung ergab eine nur wenige Decimeter mächtige Schicht von Wiesenlehm. Von hier bis Neudamm folgten feinkörnige, eingeebnete Sande und vereinzelte Dünen.

Die nächsten Aufschlüsse begannen südlich von Zicher. Sie sind nur wenig tief und gehen in den Oberen Diluvialmergel. An

[1]) A. Orth, Geognost. Durchforschung des Schles. Schwemmlandes, Berlin 1872, S. 32, führt ähnliche Thonkugeln an aus einem lehmigen Sande (wahrscheinlich Schleppsand) der Trebnitzer Berge.

Einsenkungen des Terrains sind nur Reste dieses Mergels auf Unterem Sande vorhanden.

Einer an der tiefsten Stelle bis zu 4,28 Meter einschneidenden Ausschachtung von ca. 900 Meter Länge begegnete ich nordwestlich von Tamsel. In der ganzen Länge und Tiefe war der Obere Mergel getroffen.

Südlich von hier neigt sich das Terrain. Zwei kleinere Aufschlüsse schnitten ebenfalls noch in den Oberen Mergel ein, dann aber findet man Unteren Sand, welcher gegenüber Tamsel eine grössere Erhebung bildet. Der Durchschnitt durch dieselbe hat folgendes interessante Profil ergeben (Prof. VIII):

Der Einschnitt hat an der höchsten Stelle eine Höhe von nahezu 9 Metern erreicht und besitzt eine Länge von über 300 Meter. In demselben ist unter einer 1 bis 2 Meter Mächtigkeit betragenden Decke groben ungeschichteten Oberen Sandes der Untere Spathsand auf der ganzen Strecke blossgelegt. Dieser Sand ist reich an kleinen, bis nussgrossen Kalksteinen und überhaupt von grandiger Beschaffenheit. Unter diesem Spathsand ist fast auf der ganzen Länge der Ausschachtung ein durch feine Sandeinlagerungen geschichteter (gebänderter) Diluvialthonmergel getroffen. Derselbe übersteigt eine Mächtigkeit von 1 Meter nur wenig und wird nach der Tiefe zu fetter. Die auf dieser Bank sich haltenden Sickerwasser haben einestheils dem Thonmergel in seinen obersten Lagen Kalk aus den überlagernden Sandschichten zugeführt, welcher sich als kalkige Krusten in ihm vorfindet, anderentheils ist durch dieselben der Untere Spathsand rostig gefärbt worden. Die tieferen Lagen des Thones hatten einen Kalkgehalt von 19 pCt.

Die Thonbank keilt sich nach Norden und Süden vollkommen im Sande aus.

Unter dem Thonmergel ist als Liegendes bis auf die Sohle des Einschnittes ein sandiger Unterer Diluvialmergel getroffen, welcher mehrere grössere Geschiebe, darunter auch einige Kalksteine, enthielt.

In keiner der Schichten konnten organische Reste gefunden werden.

Das hier aufgedeckte Profil mit directer Auflagerung eines Thonmergels auf Unterem Geschiebemergel hat ein weiteres Interesse; es wird von dieser Lagerung später die Rede sein.

Nachdem südlich dieses Profiles der Bahnbau eine tiefe Senke überschritten hat, folgt ein unbedeutender Einschnitt im Unteren Spathsand, welcher, nur etwa ein Kilometer weiter entfernt, durch eine seitlich an der Bahnstrecke angelegte Ausschachtung bis auf nahe 8 Meter Tiefe aufgeschlossen ist. In diesem Spathsande ist Unterer Diluvialmergel eingelagert; über demselben liegt eine dünne rostgelbe Grandbank. Der Mergel hat eine Mächtigkeit von nur $^1/_2$ Meter. Weiter südlich wird er mächtiger und es treten dann zwei Bänke desselben auf, welche aber kaum $^1/_2$ Meter mächtig werden und durch gröberen Spathsand getrennt sind. Ehe die Bahnlinie den Waldrand nahe der Busch-Schäferei erreicht hat, findet ein vollständiges Auskeilen jener Mergelbänke statt, am Waldrande jedoch wurde er wieder als mächtigere Bank bis zu 2,5 Meter durch eine Ausschachtung angeschnitten.

Auf der den Wald durchschneidenden Strecke hat die Aufschüttung des Bahnkörpers tiefere seitliche Ausgrabungen nöthig gemacht. Hierdurch sind grandige, oft rothgefärbte Sande, dünne Mergel- und Thon-Bänkchen blossgelegt, welche ganz unregelmässig zu einander liegen. Thonstreifen sind über und unter den Mergelpartieen getroffen, welche oft als Schollen im Spathsande auftreten. Erst südlich des Schnittpunktes des Weges von der Busch-Schäferei zur Cüstriner Chaussee tritt der Untere Mergel wieder als zusammenhängende Bank auf und hat man denselben bis zum Thalrande, zuweilen von etwas grobem Oberen Sande, auch von Unterem Spathsand überlagert, regelmässig ausgeschachtet.

Am Thalrande selbst bietet sich folgendes Profil dar: Auf eine Strecke von 450 Meter ist der Untere Diluvialmergel blossgelegt und durch eine zur Seite der Bahnlinie angelegte Ausschachtung bis zu einer Mächtigkeit von über 5 Meter ausgegraben. Während der Mergel im nördlichen Theile des Aufschlusses zu Tage geht, ist er im südlichen Theile von Unterem Sande überlagert, auf welchem eine dünne Decke von Geschiebe-

sand zu bemerken ist. In dem Unteren Sande über dem Mergel kommen schwache Bänkchen von Schlepp vor, zugleich aber auch, besonders an einer Stelle, mehrere Grandbänkchen. Zum Liegenden hin zeigt der sonst völlig ungeschichtete Mergel parallelepipedische Absonderung, wie dieselbe besonders in der Potsdamer Gegend so oft beobachtet wurde. Das Liegende selbst ist eine nur selten 0,5 Meter mächtig werdende Bank von Diluvialthonmergel, welcher fein geschichtet, in ähnlicher Weise wie der Mergel abgesondert ist und eine eigenthümliche rothe Färbung besitzt. Unter jener schwachen Thonbank folgen feinkörnige Diluvialspathsande, in welchen stärkere und schwächere Mergelsandstreifen eingelagert sind.

Von diesem Einschnitte aus durchschneidet die Eisenbahnlinie eine weite Thalebene, welche von gröberen Sanden bedeckt ist, in welchen kleine Steine häufig genug vorkommen, um dieselben als Geschiebesand zu charakterisiren.

Die Diluvialbildungen zwischen Stargard und Cüstrin weichen somit in ihrem petrographischen Bestand, als auch in ihren Lagerungsverhältnissen in keiner Weise von denen der Umgegend Berlins ab.

Von Stargard bis südlich Gross-Schönfeld ist eine mit Oberem Mergel bedeckte Hochfläche durchschnitten, an derem nördlichen Rande der Untere Diluvialmergel, an derem südlichen Rande der Diluvialmergelsand hervortritt, welcher hier eine grosse Flächenausdehnung erhält und sich von der Plöneniederung bis nahe Pyritz erstreckt. Von hier aus ist eine zweite Hochfläche von dem Bahnbau angeschnitten, welche südlich der Haltestelle Ringenwalde ihr Ende erreicht und südlich Mellenthin ihre höchste Erhebung besitzt. Bis hierher finden wir auch auf derselben die Platte des Oberen Mergels, unter welchem jedoch mit grösster Wahrscheinlichkeit in geringster Tiefe der Untere Mergel getroffen werden kann. Von Lippehne bis Soldin waren die Erdarbeiten noch nicht begonnen. Nahe der Haltestelle Rostin tritt mitten auf der Hochfläche Unterer Diluvialmergel auf. Von hier bis zum Rande jener zweiten Hochfläche findet sich Unterer Spath-

sand, unter welchem am Thalrande Diluvialthonmergel aufgedeckt wurde. Die weite, der Mietzel angehörige, Thalebene wird durch Dünen häufig unterbrochen. In derselben findet sich ein steinarmer, jedoch nicht steinfreier Sand. Die dritte Hochfläche reicht von Zicher bis nahe Cüstrin und ist auf ihrem nördlichen Theile bis zur grössten Erhebung vom Oberen Mergel bedeckt, während auf dem südlichen Theile nur eine schwache Bank groben Geschiebesandes auf Unterem Spathsand auftritt. Gegenüber Tamsel bildet der Untere Sand eine Kuppe, deren Durchstich durch den Bahnbau jenes interessante Profil directer Ueberlagerung des Unteren Diluvialmergels durch geschichteten Thonmergel ergeben hat.

Das Niveau dieses Thonmergels ist, wenn man den Mergelsand als dessen Vertreter betrachtet, bereits bei Klützow bemerkt, vermuthlich bei Pass, dann wieder nahe Rostin und es ist nicht unwahrscheinlich, dass gegenüber Berneuchen unter dem dortigen Thonmergel gemeiner Unterer Mergel getroffen wird.

M. v. d. Borne theilt mit, dass östlich von Greifenhagen beim Kupferhammer in einer Töpferei-Grube Lehm 2—3 Fuss von Diluvialthonmergel bedeckt ist. (Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1857, S. 486.) Vielleicht zeigen sich derartige Schichtenfolgen in der dortigen Gegend häufiger.

Ein ganz ähnliches Profil, in welchem Thonmergel über Unterem Geschiebemergel auftritt, findet sich in der Berliner Gegend aufgeschlossen nahe Glienicke bei Grünau[1]). Aehnlich zeigte sich bei der Kartirung der Sectionen Lichtenrade und Königs-Wusterhausen Mergelsand, auf Lichtenrade auch Thonmergel selbst, als Liegendes des Oberen Mergels. Es ist hierdurch ein Horizont des Thonmergels und Mergelsandes zwischen den beiden Diluvialmergeln erwiesen.

Das am Thalrande nördlich Cüstrin auftretende Profil verdient fernere Beachtung, indem es gewiss eigenthümlich ist, dass an der Grenze zum Liegenden des Unteren Mergels eine schwache Thonschicht auftritt.

---

1) Siehe die eingehende Beschreibung d. Jahrb. S. 537 ff. durch F. Wahnschaffe.

Was die Diluvialgeschiebe der beschriebenen Gegend anbelangt, so ist mir kein Unterschied aufgefallen im Vergleich zu ihrem Vorkommen, sowohl nach Art als auch Häufigkeit bei Berlin. Der Obere Mergel ist auf der bereisten Strecke als arm an Geschieben zu bezeichnen, der Untere Mergel enthält solche häufiger. Unter den Kalksteinen, welche nur sehr spärlich gefunden werden konnten, fanden sich besonders Graptolithenschiefer und meist graue Orthocerenkalke. Nahe Rostin kamen vereinzelte Geschiebe von braunem Jura (wahrscheinlich Camminer Jura) vor. Kreidematerial war nicht häufig; es wurden Belemniten und ein *Spondylus* gefunden.

Auf der ganzen Strecke von Stargard bis Cüstrin fehlte in den aufgedeckten Schichten jegliche diluviale Fauna.

Ueber

das Vorkommen geschiebefreien Thones in den obersten Schichten des Unteren Diluviums der Umgegend von Berlin.

Von Herrn **Felix Wahnschaffe** in Berlin.

Bei der geologischen Aufnahme der Section Cöpenick hatte ich Gelegenheit, im äussersten Südwesten des Blattes, begünstigt durch vortreffliche Aufschlüsse sowohl am Rande der dortigen Diluvialhochfläche als auch weiter nach dem Inneren zu, die Lagerungsverhältnisse daselbst sehr genau kennen zu lernen. Da eine Mittheilung der gewonnenen Erfahrungen für die Schichtenfolge im Unteren Diluvium und speciell für die geologische Stellung des dort auftretenden geschiebefreien Thones von allgemeinerem Interesse sein dürfte, so soll nachstehend eine kurze Beschreibung von dem Aufbau der dortigen Diluvialablagerungen geliefert und dabei die Frage erörtert werden, wie man sich die Bildung der geschichteten Diluvialablagerungen vom Standpunkte der Inlandeistheorie aus erklären kann.

Das Gebiet, auf welches ich die Aufmerksamkeit lenken möchte, bildet einen kleinen Ausschnitt aus der im Süden Berlins gelegenen Diluvialhochfläche, dem sogenannten Plateau des Teltow, und wird im Norden und Nordosten durch das ehemalige Oderthal begrenzt, welches die Section Cöpenick in der Richtung von SSW. nach NNO. in einer Breite von ungefähr elf Kilometer durchzieht. Diese grosse Breite verdankt das Thal in besagter Gegend dem Andrange der Wassermassen aus dem Thale der

heutigen Wendischen Spree, die sich ehemals zwischen den Müggelsbergen und dem Diluvialgehänge bei Falkenberg in das alte Oderthal ergossen und aus dem Plateaurande zwischen Falkenberg und Rixdorf ein Stück in Form eines Kreissegmentes ausspülten, ein Gebiet, welches jetzt von den Jungalluvionen der Britzer und Rudower Wiesen eingenommen wird.

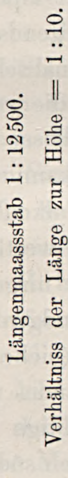
Die oberste Ablagerung innerhalb des Plateaus[1]) bildet der Obere Diluvialmergel, welcher in typischer Ausbildung als sandig-lehmiger Geschiebemergel in einer zusammenhängenden und nur an einigen Stellen von durchragendem Unteren Diluvialsande durchbrochenen Decke sich den verschiedenen schwachen Erhebungen und Senkungen der Hochfläche anschmiegt. Seine in vielen Gruben beobachtete Mächtigkeit beträgt 2 — 4 Meter, einschliesslich seiner ihm stets auflagernden Verwitterungskruste, dem Lehm und lehmigen Sande.

Durch die Thalerosion sind die Schichten an dem Gehänge fortgeführt und zum Theil entblösst, so dass man dort das scheinbare Sichauskeilen des Oberen Mergels zu einer oft nur wenige Decimeter mächtigen Lehmdecke durch Bohrungen nachweisen kann und den darunter liegenden Unteren Diluvialsand überall hervortreten sieht. Derselbe ist ebenso wie in den bekannten Rixdorfer Sandgruben immer deutlich geschichtet, von sehr wechselndem Korn und zeigt häufig linsenförmige oder bandartige Einlagerungen von geschichtetem Grand, welche meist discordant mit den feineren Sandschichten lagern. Etwa achthundert Meter südöstlich vom Dorfe Glienicke befinden sich an dem nach Schöneberg führenden Wege drei jetzt allerdings verstürzte Gruben, welche jedoch während meiner Aufnahmearbeiten daselbst im Herbst 1879 sehr gute Aufschlüsse boten. Durch die südöstlichste derselben ist die Linie des beigefügten Querprofils gelegt, welches die dortigen Lagerungsverhältnisse am besten veranschaulichen wird und in sofern von einigem Interesse ist, als ein ähnliches Profil aus der nächsten Umgebung Berlins bisher noch nicht veröffentlicht wurde.

---

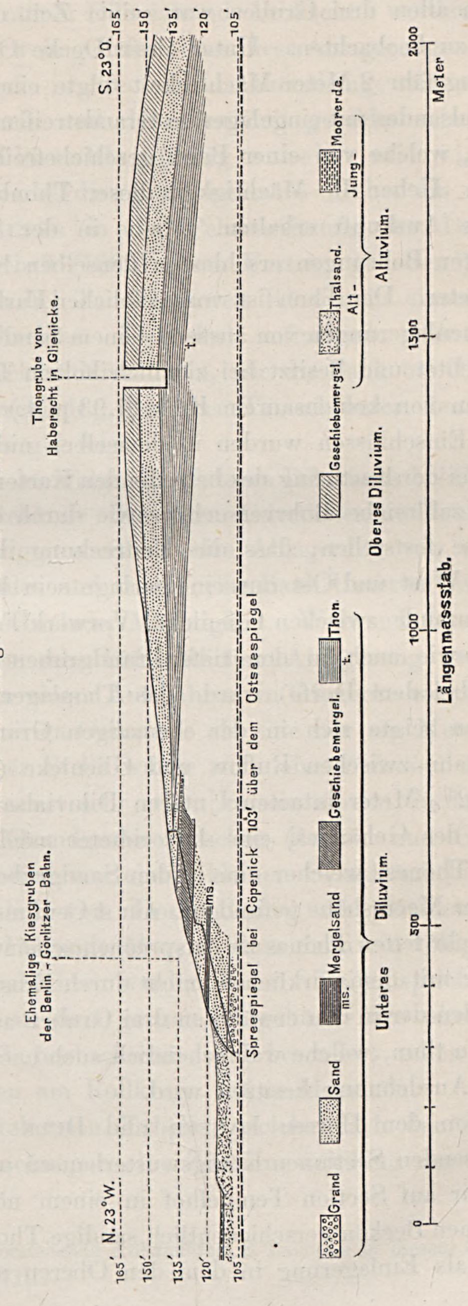
[1]) Vergleiche die Section Cöpenick im Maassstab 1 : 25 000, geogn. u. agronom. bearbeitet von F. Wahnschaffe. (Im Druck befindlich.)

Querprofil durch das Süd-Gehänge des ehemaligen Oderthales zwischen Rudow und Glienicke.



Längenmaassstab 1 : 12500.

Verhältniss der Länge zur Höhe = 1 : 10.



In allen drei Gruben war seiner Zeit dasselbe geognostische Profil zu beobachten. Unter einer Decke Oberen Diluvialmergels von ungefähr 2 Meter Mächtigkeit folgte eine Ablagerung Unteren Diluvialsandes mit eingelagerten Grandstreifen, von 3½ Meter Mächtigkeit, welche von einer Bank geschiebefreien Thones unterlagert wurde. Ueber die Mächtigkeit dieser Thonbank konnte ich keine weitere Auskunft erhalten. Meine in der Sohle der Grube angestellten Bohrungen erschlossen denselben bis auf eine Tiefe von 2½ Meter. Der Thon ist von gelblicher Farbe, durch papierdünne Zwischenlagerungen von äusserst feinem Sande sehr schön horizontal geschichtet und besitzt bei ziemlich hohem Thongehalt nur geringe Mengen von kohlensaurem Kalk (1,93 pCt.). Spuren von organischen Einschlüssen wurden in demselben nirgends aufgefunden.

Bei der Kartirung des betreffenden Kartenabschnittes konnte ich durch zahlreiche Bohrversuche sowie durch die vorhandenen Aufschlüsse feststellen, dass die Erstreckung dieser Thonbank nach Nord, West und Ost nur eine geringe sein kann. An dem ganzen Plateaurande zwischen Glienicke, Vorwerk Falkenberg und Bohnsdorf sowie auch in den tiefen Sandgruben westlich von Rudow (nahe bei dem Dorfe) wurde das Thonlager nirgends angetroffen, dagegen zeigte sich in der ehemaligen Grandgrube der Görlitzer Eisenbahn zwischen Rudow und Glienicke (siehe das Querprofil) unter 2½ Meter intacten Unteren Diluvialsandes (nicht Abrutschmasse des Gehänges) eine 4 Decimeter mächtige Bank geschiebefreien Thones, welcher eine in den Sandgruben südlich Glienicke in gleicher Meereshöhe gefundene, nur 4 Centimeter dicke Einlagerung eines sehr fetten Thones zu entsprechen scheint. Offenbar haben wir es hier mit dem wirklichen, nicht durch Erosion entstandenen Ausgehenden der in den erwähnten drei Gruben aufgeschlossenen Thonbank zu thun, welche wahrscheinlich auch nach Süden zu keine sehr weite Ausdehnung besitzen wird.

Von den Herren Laufer und Dulk sind auf den südlich anstossenden Sectionen Königswusterhausen und Lichtenrade sowie von mir auf Section Tempelhof in einem nördlich Gross-Ziethen gelegenen Becken verschiedentlich sandige Thonmergel resp. Mergelsande als Einlagerung in dem den Oberen und Unteren Diluvial-

mergel trennenden Unteren Diluvialsande beobachtet worden, jedoch ist keineswegs der Beweis geliefert, dass diese Ablagerungen mit der Thonbank bei Glienicke in directem Zusammenhange stehen, wenngleich sie auch zu ein und derselben Zeit gebildet sein mögen. Die Glienicker Thonablagerung scheint mir vielmehr eine locale Beckenbildung zu sein. — Ueber ein analoges Profil hat Herr LAUFER in der Februarsitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft (1882) einen Vortrag gehalten [1]). Dasselbe wurde von ihm bei Tamsel unweit Küstrin in einem Eisenbahneinschnitte beobachtet. Der dort auftretende Diluvialthonmergel nimmt das gleiche Niveau ein, wie die Bank bei Glienicke, nur mit dem Unterschiede, dass bei Tamsel unter dem Thone direct der Untere Mergel folgt.

Die weitere Schichtenfolge des Unteren Diluviums bei Glienicke war nur an dem Gehänge des alten Oderthales zu beobachten. Unter dem Thon folgte abermals eine Ablagerung von ungefähr 3 Meter Unteren Sandes und darauf eine Bank Unteren Geschiebemergels von sehr wechselnder Mächtigkeit. Während derselbe bei Falkenberg zu einer sehr beträchtlichen Ablagerung anschwillt, zeigt er sich z. B. in einem Aufschlusse in Glienicke westlich vom Kirchhofe der reformirten Gemeinde als eine nur ein Meter mächtige Bank. An dieser Stelle wurde auch eine *Paludina diluviana* KUNTH, welche hier sonst sehr selten zu sein scheint, in demselben gefunden. In der Grandgrube zwischen Rudow und Glienicke wird der Untere Mergel von einem kleinen Grandbänkchen überlagert und geht östlich vom Dorfe Rudow oft plötzlich in geschichtete Sande und Grande über, so dass dann ein völliges Aussetzen desselben beobachtet werden kann. Es entspricht dieser Untere Mergel dem an dem ganzen Südgehänge des alten Oderthales von Berlin ab beobachteten und besonders schön in den Rixdorfer Sandgruben am Rollkruge aufgeschlossenen.

Aus der nachstehenden Tabelle, welche nach den von mir ausgeführten Untersuchungen eine Zusammenstellung des Gehaltes

---

[1]) Siehe auch die vorstehende Abhandlung E. LAUFER's in diesem Jahrbuche S. 530, Taf. XVI, Profil VIII.

Fundort	Geognostische Bezeichnung	Mechanische Zusammensetzung der Probe		Kohlensäurebestimmung des Feinbodens (Von je 2 Proben durch Wägung a. d. Differenz)			
		Grand u. kleinere Geschiebe über 2 Millimeter D. pCt.	Feinboden unter 2 Millimeter D. pCt.	Kohlensäure pCt.	Durchschnitt	Berechnet auf Calciumcarbonat pCt.	Durchschnitt
Mergelgrube südlich der Trainiranstalt bei Dahlwitz	Oberer Diluvialmergel	4,4	95,6	2,32 2,57	2,45	5,27 5,84	5,56
Mergelgrube an der östlichen Sectionsgrenze NO.-Krummendamm	do.	2,9	97,1	5,16 5,15	5,16	11,73 11,71	11,72
Mergelgrube bei Vorwerk Falkenberg	do.	3,9	96,1	3,05 3,19	3,12	6,93 7,25	7,09
Oberste Ablagerung in der Habrecht'schen Thongrube bei Glienicke	do.	2,6	97,4	5,58 5,66	5,62	12,68 12,87	12,78
Mergelgrube am Red-Pfuhl [1]) SO. Rudow	do.	4,8	95,2	3,22 3,25	3,24	7,32 7,39	7,36
Grube am Plateaurande bei Falkenberg, von 2 Stellen	Unterer Diluvialmergel	2,4	97,6	3,10 3,36	3,23	7,05 7,64	7,35
		2,9	97,1	4,71 4,71	4,71	10,70 10,70	10,70

an kohlensaurem Kalk im Feinboden (unter 2 Millimeter Durchmesser) von verschiedenen Mergeln der Section Cöpenick enthält, ist ersichtlich, dass ein höherer oder geringerer Kalkgehalt hier

[1]) Der dem Messtischblatt entnommene Name Red-Pfuhl ist wahrscheinlich in Röth-Pfuhl oder Röthe-Pfuhl umzuwandeln, eine Bezeichnung, die sich vielfach in der Umgegend Berlins findet und daher rührt, dass diese Pfuhle früher zum »Röthen« des Flachses verwendet wurden.

kein Unterscheidungsmerkmal für die Mergel des Oberen und Unteren Diluviums abgeben kann. Ein gleiches Resultat hat die Zusammenstellung von Kalkbestimmungen einer grossen Anzahl verschiedener Mergel des Oberen und Unteren Diluviums aus der Umgegend Berlins ergeben[1]).

Eine von Herrn Baron Trützschler von Falkenstein behufs Gewinnung guten Trinkwassers unternommene Tiefbohrung, welche vom Dorfe Glienicke aus fast genau in der nordwestlichen Fortsetzung der Profillinie (p. 537) bei Bad Johannisthal (in der Sohle des alten Oderthales, 110 Fuss über dem Ostseespiegel gelegen) ausgeführt wurde, ergab mit Sicherheit nach den von mir untersuchten Bohrproben nach Durchteufung von 3 Meter feinen, gleichkörnigen Thalsandes bis 118 Meter Tiefe Unteren Diluvialsand mit eingelagerten kleinen Grandbänkchen. Darunter folgte nach Aussage des genannten Herrn ein blauer Thon; doch konnte ich keine Auskunft darüber erhalten, ob derselbe bis zu 140 Meter — soweit wurde die Bohrung geführt — anhielt. Aus dieser Tiefe erhielt ich durch die Güte des Herrn Baron eine allerdings nur kleine Bohrprobe. Dieselbe enthielt nach meiner Untersuchung 9,14 pCt. kohlensauren Kalk, besass eine tief blaugraue Farbe und einen ziemlich reichlichen Gehalt an feinen Glimmerblättchen. Bei dem Durchbrechen eines völlig unversehrten Stückes, so dass an eine Einschlämmung von oben her nicht gedacht werden kann, fand ich die eine Schale eines *Pisidium*, welches Dank der gütigen Bestimmung des Herrn Prof. von Martens wegen eines starken Fortsatzes an der Aussenseite der Schale in der Nähe des Schlosses als ein jugendliches Exemplar des noch jetzt in der Mark Brandenburg lebenden *Pisidium Henslowianum* Shepp. anzusehen ist. Da sich ausserdem unter dem Mikroskop keine Polythalamien nachweisen liessen, dagegen beim Abschlämmen deutliche Reste von Kreidebryozoen gefunden wurden, so ist die Probe trotz der grossen Tiefe diluvial. Ob das Material als geschiebefreier Thon oder als eine thonige Ausbildung des Unteren Geschiebemergels aufzufassen

---

[1]) Untersuchungen des Bodens der Umgegend von Berlin, bearbeitet von Dr. Ernst Laufer und Dr. Felix Wahnschaffe (Abhandl. z. geolog. Specialkarte von Preussen etc. Band III, Heft II. Berlin 1881) p. 155, 251—256, 258 und 259, 263.

ist, liess sich bei der Kleinheit der Probe nicht entscheiden. — Interessant ist immerhin die grosse Mächtigkeit und Gleichförmigkeit der durchsunkenen Diluvialschichten, welche in der Tiefbohrung in der Citadelle Spandow[1]), woselbst die Tertiärschichten erst bei 137,7 Meter erreicht wurden, ihr Pendant findet.

Um nun auf das Glienicker Profil zurückzukommen, so haben wir es daselbst mit einer Bank geschiebefreien Thones zu thun, welche nicht wie die Glindower Thone ein verhältnissmässig tiefes Niveau im Unteren Diluvium einnimmt, sondern den Sanden, welche hier den Oberen und Unteren Mergel trennen, zwischengelagert ist.

Die früheren Gliederungen des Diluviums, welche wesentlich unter dem Einflusse der Drifttheorie standen, nahmen gewöhnlich unter der Voraussetzung einer ziemlich streng nach petrographischen Merkmalen unterscheidbaren Altersfolge drei Abtheilungen im Diluvium an, so zwar, dass die untersten Schichten desselben ausschliesslich aus feinen Sanden und Thonen bestehen sollten, während in den beiden oberen Abtheilungen zwar auch geschichtete Sande und Grande, jedoch vorwiegend die geschiebeführenden Ablagerungen vorhanden wären. Veranlasst durch eine grössere Reihe neuerer Beobachtungen haben Lossen und Berendt, obwohl noch vom Standpunkte der Drifttheorie aus, diesen Gesichtspunkt später aufgegeben. Ersterer[2]) unterscheidet nur zwei Hauptabtheilungen, ein Oberes und ein Unteres Diluvium, und nimmt in letzterem eine Sand- und Lehm-, respective Thonfacies an, deren Schichten sich gegenseitig vertreten können und nur local eine gewisse Regelmässigkeit in der Uebereinanderfolge erkennen lassen. Auch Berendt[3])

[1]) Vergl. Geogn. Beschreibung der Gegend von Berlin. G. Berendt u. W. Dames. Berlin 1880, p. 35 u. 36. — G. Berendt, über Tiefbohrungen bei Berlin u. Spandow. Zeitschrift d. D. geol. Ges. Bd. XXXII, p. 821.

[2]) K. A. Lossen, der Boden der Stadt Berlin etc. Berlin 1879, p. 829. Bereits mitgetheilt im Sitzungsprotocoll d. Deutschen geolog. Ges. vom 2. Juni 1875. Bd. XXVII, p. 494.

[3]) G. Berendt, Abhandlungen zur geolog. Specialkarte von Preussen etc. Band II, Heft 3. Die Umgegend von Berlin. I. Der Nordwesten Berlins. 1877. p. 9 u. 16.

hat sich dahin ausgesprochen, dass nur eine Gliederung in Oberes und Unteres Diluvium statthaft sei, da die Ergebnisse der fiskalischen Tiefbohrungen und die Aufnahmearbeiten der geologischen Landesanstalt die Wechsellagerung geschiebeführender und geschiebefreier Bildungen bewiesen hätten.

So zeigt auch das Glienicker Profil, dass die feinen geschiebefreien Thone in der Umgegend Berlins nicht nur auf die tiefsten Schichten des Unteren Diluviums, wie man früher annahm, beschränkt sind, obgleich dies allerdings, abgesehen von einigen kleinen Mergelsand- respective Schleppbänkchen, auf den Kartenblättern im Nord- und Süd-Westen der Residenz, soweit die Beobachtungen reichen, ausnahmslos der Fall zu sein scheint.

Wenn man die geschichteten Bildungen im Diluvium als die Aufbereitungsprodukte der Grundmoräne des Inlandeises betrachtet[1]), entstanden durch die Schmelzwasser des Gletschereises, so setzt die häufig in sich discordante Ablagerung der Sand- und Grandschichten ein mehr oder weniger stark strömendes Wasser voraus, während die feinen horizontalgeschichteten Thone sich nur in ganz ruhigen, beckenartigen Vertiefungen absetzen konnten. Es lassen sich für die Bildung der geschichteten Ablagerungen drei Fälle denken: Dieselbe konnte stattfinden entweder an einzelnen innerhalb der grossen Inlandeisdecke aus irgend welchen Ursachen eisfrei gebliebenen Stellen, oder am Fusse des Eises[2]) bei dessen fortwährend stattfindender Oscillation und drittens unter dem Eise selbst, wie dies H. CREDNER[3]) von den subglacialen Pleisse- und Muldeschottern Sachsens bewiesen hat. Auch HELLAND[4]) sagt ausdrücklich: »Sowohl unter als vor einem Gletscher können von den Gletscherwässern solche (Sand- und Kies-) Ablagerungen abgesetzt werden.« Da das Inlandeis bei seinem Vorrücken im nord-

[1]) Vergl. W. DAMES, Zeitschrift d. D. geol. Ges. Bd. XXXIII, p. 440.

[2]) F. E. GEINITZ hat die Bildung geschichteter Ablagerungen (Sande, Kiese und Thone) am Fusse des vorrückenden Inlandeises neuerdings sehr anschaulich gemacht in der Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXXIII, p. 567 u. 568.

[3]) H. CREDNER, Zeitschrift d. D. geol. Ges. Bd. XXXII, p. 587 u. 588.

[4]) A. HELLAND, über die glacialen Bildungen der norddeutschen Ebene. Zeitschrift d. D. geolog. Ges. Bd. XXXI, p. 93.

deutschen Flachlande vielfach genöthigt war, eine geneigte Ebene hinaufzusteigen, so können wir auch annehmen, dass die am Fusse sich sammelnden Schmelzwasser oftmals unter das Eis zurückströmten.

Unter welchen von diesen Bedingungen sich in jedem einzelnen Falle die geschichteten Diluvialablagerungen bildeten, lässt sich bis jetzt nicht immer nachweisen, doch müssen wir annehmen, dass für solche Gegenden, wo sich Thone mit vegetabilischen und animalischen Resten finden, eine sehr lange, eisfreie Zeit vorhanden gewesen sein muss, in der sich eine Fauna und Flora ansiedeln konnte. Es braucht jedoch aus solchen bisher nur local bekannten Vorkommen noch keineswegs eine allgemeine grosse Interglacialperiode für das ganze Inlandeisgebiet gefolgert zu werden. James Geikie [1]) beschreibt aus Schottland mehrfach Einlagerungen von geschichteten Sanden und Thonen im Till, dem Aequivalent unseres Geschiebemergels, deren Entstehung er von einem jedesmaligen durch Milderung des Klimas hervorgerufenen Zurückweichen der Eisdecke bis auf die Hochgebirge abhängig macht. Die auf dem eisfreien Gebiet abgelagerten Schichten fasst er, abgesehen von den offenbar marinen Bildungen, welche die Annahme einer Senkung des Terrains unter den Meeresspiegel voraussetzen, je nach ihrer Natur als Stromabsätze oder als Landseebildungen auf. Holmström [2]) glaubt allerdings aus dem Vorkommen der von ihm zwischen dem Oberen und Unteren Geschiebemergel (gul och blå kross-stenslera) bei Klågerup in Schonen nachgewiesenen Thonbänke mit einer Süsswasserfauna eine allgemeine Interglacialperiode folgern zu können. Ich möchte mich jedoch eher der Ansicht E. Erdmann's [3]) anschliessen, welcher dieses Vorkommen für eine locale Bildung hält.

Vom Standpunkte der Torell'schen Inlandeistheorie aus und unter der Annahme einer nur einmaligen grossen Ver-

---

[1]) J. Geikie, The great ice age. London 1874. p. 158—161, 180—192.

[2]) L. Holmström, Öfversigt af bildningar från och efter istiden vid Klågerup i Malmöhus län. Öfversigt af Kgl. V.-Akadem. Förhandlingar 1873.

[3]) E. Erdmann, Jakttagelser öfver moränbildningar och deraf betäckta skiktade jordlager i Skåne. Geol. Fören. Förhandlingar Bd. 1, No. 12, p. 17.

gletscherung muss man nach meiner Anschauung unser ganzes Unteres Diluvium mit seinen geschichteten und ungeschichteten Ablagerungen als ein einheitliches, seiner Bildungszeit nach mehr oder weniger gleichzeitiges Formationsglied auffassen, so dass eine Specialgliederung dieser Ablagerungen, wie dies schon LOSSEN, wiewohl als Anhänger der Drifttheorie, in seinem gediegenen, vortrefflichen Werke zuerst und überzeugend dargelegt hat[1]), nur local von Bedeutung ist[2]). Die geschichteten Bildungen, welche unter oder über den verschiedenen Bänken des Unteren Mergels liegen oder denselben ganz und gar vertreten, sind nur als die secundären Auswaschungs- resp. Schlämmprodukte der grossen Grundmoräne des Inlandeises anzusehen, weshalb sich meiner Ansicht nach für dieselben ein bestimmtes Niveau auf grössere Erstreckung hin in unserem norddeutschen Flachlande nicht festhalten lässt.

[1]) K. A. LOSSEN, der Boden der Stadt Berlin, p. 971—975.
Nachstehende Worte dieses gründlichen Forschers können nicht genug beherzigt werden: »Der Hauptsache nach besteht er (der Unterschied zwischen LOSSEN's und der bisher geläufigen Auffassung über die Gliederung des Norddeutschen Diluviums) darin, dass man sich bisher das Unterdiluvium viel zu gleichmässig nach einer bestimmten Aufeinanderfolge seiner einzelnen petrographisch unterscheidbaren Formationsglieder zusammengesetzt vorstellte und diesen Gliedern selbst vielfach eine zu sehr gleichmässige Ausdehnung in einem bestimmten geologischen Niveau beimaass.« pag. 972.
Vergleiche auch SCHOLZ, über die geologische Beschaffenheit der Gegend von Stralsund und einige der dortigen Trinkwasserverhältnisse, pag. 7 (Mittheil. a. d. naturw. Ver. v. Neuvorpommern u. Rügen. Jahrg. 14. 1882). Der Verfasser glaubt von den im Stralsunder Geschiebemergel auftretenden Sandschichten, dass sie sich nicht immer als regelmässige Einlagerungen auf weitere Strecken hin verfolgen lassen.

[2]) Vergleiche A. HELLAND, über die glacialen Bildungen der norddeutschen Ebene. Zeitschrift d. D. geol. Ges. Bd. XXXI, p. 92, Anmerk.

Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Königsberg i. Ostpr.

(Hierzu Tafel XVII.)

Die ersten Spuren der marinen Diluvialfauna Westpreussens fand G. Berendt 1865 »ziemlich genau eine Meile unterhalb Marienwerder, wo an dem Abhange des Plateaus zu dem hier ca. $^5/_4$ Meile breiten Weichselthale, gegenüber dem, durch das fast verwachsene Bett der alten Nogat getrennten Dorfe Rothhof, eine Schicht (wahrscheinlich unteren) Diluvialmergels (nach der damaligen Bezeichnung »Sandmergel«) in ca. 25 Fuss (7,85 Meter) Höhe über dem Wege, also ca. 40—50 Fuss (12,55—15,69 Meter) über dem mittleren Weichselspiegel ihr Ausgehendes hat. Hier ist behufs geringer Gewinnung des unterlagernden Sandes, auch wohl des Mergels selbst, genau gegenüber dem Frohwerck'schen Wohngebäude, die äusserst scharfe untere Grenze der Sandmergelschicht zum Sande entblösst und zeigen die liegendsten 9 Zoll (0,235 Meter) genannter Schicht neben einem stärkeren Sandgehalte zahlreiche äusserst gebrechliche Schalen oben genannter Mollusken, sowie vereinzelt kleine Hohlräume, die mit einer, durch Eisenoxydhydrat rothbraun gefärbten, leichten faserigen Masse, offenbar Fragmenten von Pflanzenstengeln gefüllt sind, die jedoch bis jetzt keine bestimmten Formen erkennen lassen. Oberhalb dieser 9 Zoll (0,235 Meter) verlieren sich die Schalreste ziemlich plötzlich« [1]).

Berendt fand ähnliche Vorkommnisse noch mehrfach im Weichselthal südwärts bis Thorn und Bromberg und constatirte

[1]) Schriften der physikal. ökonom. Gesellschaft zu Königsberg, 1865 und Nachträge das. 1867 u. 1874. Abgekürzt in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.

darin folgende Arten: *Ostrea edulis* L., *Cardium edule* L., *C. echinatum* L., *Tellina solidula* PULT., *Corbula gibba* OLIVI (= *nucleus* LAM.), *Mactra subtruncata* DAC., *Scrobicularia piperata* GMEL. (SCHUM.); *Venus virginea* L., *Cyprina islandica* L., *Nassa reticulata* L. sp., *Cerithium lima* BRUG. (*C. reticulatum* DAC. LOV.), *Scalaria communis* LAM., also eine reine Nordseefauna, und als Seltenheiten einige Exemplare von Süsswasserschnecken, nämlich *Paludina diluviana* KUNTH, *Valvata piscinalis* MÜLL. und *V. macrostoma*.

Die allmählich fortschreitende Kartenaufnahme, sowie gelegentliche Funde wiesen eine ähnliche Fauna in einem weiten Umkreise in Ost- und Westpreussen an sehr zahlreichen Punkten theils im Geschiebemergel, theils und hauptsächlich im Grand, bis zu einer Meereshöhe von 516 Fuss (161,95 Meter) nach. An neuen Formen traten dadurch hauptsächlich hinzu *Dreissena polymorpha*, welche mit *Valvata piscinalis*, *V. naticina* MENKE, *Unio* sp. und *Paludina diluviana* ganze Süsswasserschichten bei Elbing erfüllt, und *Yoldia arctica* GRAY, welche gemeinsam mit *Cyprina islandica* L., *Astarte borealis* etc. den sehr merkwürdigen Yoldiathon am Frischen Haff zwischen Elbing und Tolkemit charakterisirt.

Schon früher war marine Diluvialfauna in Holstein und Schleswig nachgewiesen; sie fand sich weiter auf Rügen, Möen und Schonen, sowie ganz neuerdings bei Stade. Die übrigen Gegenden des norddeutschen Flachlandes, insbesondere bei Berlin, Halle und Leipzig zeigten bisher nur Süsswasserfauna.

Während somit die horizontale Verbreitung der Fauna von Jahr zu Jahr mehr bekannt wurde, und die Fundorte allmählich sich häuften, ist über die Lagerung bisher wenig publicirt worden. Die wenigen Einzelprofile durften nicht ohne Weiteres verallgemeinert werden, da die Schichten des Diluviums oft schon auf geringe Entfernung einen völlig verschiedenen Anblick gewähren. So kam es, dass einmal diese Fauna als ursprünglich einem mehr oder minder geschiebefreien Unterdiluvium angehörig betrachtet, von anderer Seite[1]) z. B. die Austernbank von Blankenese bei Hamburg dem geschiebeführenden Oberdiluvium zugewiesen werden konnte.

[1]) GOTTSCHE, Skizzen und Beiträge zur Geognosie Hamburgs. 1876, p. 15.

Die bisherigen Karten in 1 : 100 000 konnten zwar die Zugehörigkeit zum geschiebeführenden Unterdiluvium überall nachweisen, eine speciellere Schichtenfolge aber nicht erkennen lassen [1]).

Die vom Verfasser im Sommer 1881 im Maassstab 1 : 25 000 bearbeitete Section Marienwerder bot zum ersten Male Gelegenheit, die Schichtenreihe, welcher die Meeresfauna angehört, eingehend klar zu stellen. Da hier zugleich der oben erwähnte erste Fundpunkt Westpreussens liegt, beansprucht sie auch aus diesem Grunde erhöhtes Interesse.

Der alte Fundpunkt, den mir Herr Prof. Berendt authentisch bezeichnete, ist jetzt so ungünstig aufgedeckt, dass er nur mit Lebensgefahr ausgebeutet werden könnte. Es gelang mir, einige wenige Stücke zu erbeuten. Das zunächst liegende Gebäude gehört jetzt Frohwerck jun., nicht mehr, wie 1865, Frohwerck sen. Letzterer besitzt jetzt weiter südlich, am Ausgange einer grösseren Schlucht, ein Grundstück, hat behufs Ausbau desselben den Berg theilweise abgegraben und dadurch den gegenwärtig besten Aufschluss derselben Conchylienschicht wiederum geschaffen. Auch hier liegen die Conchylien im echten typischen Geschiebemergel, die untersten 0,5 Meter desselben erfüllend. Es sind meist Bruchstücke, und alle Exemplare sind sehr weich und bröcklich; doch kommen auch ganze Schalen resp. Klappen vor, und hin und wieder finden sich noch Farbenspuren. Man kann sich bei der Reichlichkeit des Vorkommens des Eindruckes nicht erwehren, dass das Material des Geschiebemergels sich vorwärts schob entweder über den Meeresgrund oder doch über eine muschelreiche Meeresschicht; dass die Conchylien bald nach ihrem Absterben von thonigem Material umhüllt wurden, wird durch die Farbenspuren angedeutet.

Die Basis des Geschiebemergels liegt 7 Meter über der Hofsohle, ca. 78 Fuss (24,48 Meter) über der Ostsee. Darunter folgt sandiger

---

[1]) Die geologische Karte der Provinz Preussen giebt Fundorte für Diluvialfauna auf den Sectionen Friedland, Heiligenbeil, Frauenburg, Wormditt, Dirschau und (besonders reichlich) Elbing an; vergl. auch die Uebersichtskarte des Weichseldelta's nebst Umgebung, in »Jentzsch, Geol. Bericht (Schriften d. physikal. ökon. Ges., 1880, Taf. I.)«. Dieselbe reicht südwärts bis zur Grenze des in Rede stehenden Blattes Marienwerder.

Grand bis zur Hofsohle. Hier wurde am Fusse des Abhanges gebohrt; ich fand 0,5 Meter sandigen Abrutsch, 1,0 Meter thonigen Mergel; darunter 1,5 Meter groben Diluvialsand, der somit hier die tiefste bekannte Schicht des Diluviums darstellt. Der den Grand bedeckende Geschiebemergel zieht sich dem Abhang parallel abwärts (so dass der Grand eben nur künstlich aufgedeckt ist) und ist oberflächlich bis 0,8 Meter Tiefe schwach humos, daher sehr vorzüglich fruchtbar. Letztere Erscheinung entspricht dem schwarzen Höhenboden (Schwarzerde), welcher bei Mewe und in Cujawien weit ausgedehnter entwickelt ist. — Das Herabschleppen aber des Geschiebemergels ist eine an diluvialen Gehängen sehr allgemeine Lagerungsform, welche eben deshalb die Erkenntniss der wahren, ursprünglichen Lagerung und der Gliederung des Diluviums sehr erschwert; denn selbstredend ist dies Herabschleppen erst secundär, bei und nach der Auswaschung der Thalrinnen eingetreten.

Der Geschiebemergel ist 1,5 Meter mächtig. Dass, wie schon 1865 Berendt vermuthete, derselbe dem Unterdiluvium angehört, wird durch das Folgende auf das Bestimmteste bestätigt: Zunächst sieht man darüber 1 Meter mächtig, unmittelbar auflagernd, geschichteten Thonmergel (sogenannten Bänderthon). An einer Stelle sieht man darüber noch 3 Meter eines sichtlich gerutschten Thones mit deutlichster Breccienstructur. Etwa 1 Meter höher steht Thonmergel an; derselbe lässt sich noch 2 Meter höher (also bis ca. 3 Meter über der Thonbreccie) im Boden verfolgen, bis 20 Meter landeinwärts, wo echter Thon überlagert wird durch 2 Meter diluvialen Grand mit Stücken mariner Conchylien. Letzterer ist keineswegs eine aus dem Berggehänge zu Tage tretende Schicht, sondern eine Auflagerung. — Wie durch ein Bohrloch constatirt wurde, tritt der Thon unter derselben weiter landeinwärts alsbald wieder zu Tage, und auch im Streichen des Gehänges verschwindet der Grand in geringer Entfernung. Thon, mit geringer Lehmbedeckung, bildet das höhere, ziemlich flache Gehänge, bis in ca. 140 Fuss (44 Meter) Höhe sich sandiger Grand darauf legt, der durch Grube und Bohrloch 4,2 Meter mächtig erschlossen wurde. Darüber liegt thoniger Lehmmergel, der weiter westlich direct über den Thon sich her-

unterzieht, so dass, wie durch Bohrungen und natürliche Aufschlüsse sich ergiebt, der Grand sich zwischen Thon und Diluvialmergel auskeilt, wie dies das Profil LM auf der beigegebenen Tafel darstellt.

Die zwei oberen Reihen dieser Profile sind Querprofile des Weichselthalgehänges der Section Marienwerder (Gradabtheilung 33, No. 16 der geologischen Specialkarte in 1 : 25 000). Jedes Profil stellt einen ungefähr W.—O. streichenden Verticalschnitt dar, und alle sind in ihrer natürlichen Reihenfolge so aneinandergereiht, dass AB das nördlichste, $\Pi\Sigma$ das südlichste Profil der Section darstellt. Als Maassstab wurde 1 : 2500 für die Längen, 1 : 1000 für die Höhen gewählt. Die eingeschriebenen Zahlen bezeichnen die Nummern der Handbohrlöcher, über welche auf der Bohrkarte und im Bohrregister das Nähere einzusehen ist.

Der jetzt 110 Fuss (34,52 Meter) hoch liegende Grand erscheint nunmehr als ein abgetrenntes Bruchstück des bei 140 Fuss (44 Meter) anstehenden. Wir müssen annehmen, dass eine zusammenhängende grosse Scholle allmählich tiefer gesunken ist. So erklärt sich auch die Breccienstructur des Thones weiter unten; es zeigt sich, dass die Mächtigkeit des Thones nicht seiner Verbreitung von 82 bis 140 Fuss (25,74—44 Meter) entspricht, also nicht 58 Fuss (18,2 Meter), sondern sehr viel weniger beträgt, wie dies auch aus andern Profilen der Gegend hervorgeht. Es hat geradezu den Anschein, als sei an einem steil ausgenagten, hohen Absturz ein allmähliches staffelartiges Herabrutschen entlang mehrerer, in ihrem Streichen der Oberfläche entsprechender Verwerfungsklüfte erfolgt. Dadurch wird auch die ursprüngliche Höhe des die Sohle des Geschiebemergels bezeichnenden Muschellagers weit beträchtlicher, etwa 130 Fuss (40,8 Meter).

214 Schritt östlich von Bohrloch B. III, No. 54 liegt No. 60, auf der Grenze der Feldmark. Von hier nach Süd abwärts zur Schlucht wurde das Profil NO durch 7 Handbohrungen ermittelt. Oben liegt 1,5 Meter Geschiebemergel über Sand; kaum 0,3 Meter tiefer, 1 Meter südlich von No. 60, geht dieser Sand zu Tage aus; darunter folgt 3,2 Meter unter der Oberkante wieder Geschiebemergel; es folgt ein theilweise verrutschter Wechsel von Sand und Geschiebemergel, schliesslich 15 Meter unter No. 60 Thonmergel

und 3 Meter tiefer thoniger Lehmmergel. Die Oberkante der Thonschicht liegt hier etwa bei 145 Fuss (45,5 Meter) Meereshöhe.

Weiter westlich, an demselben Gehänge der Schlucht, vom Burgwall abwärts, wurde das Profil *PQ* abgebohrt (Bohrloch B. III, No. 37—52). Oben liegt Lehmmergel; 8 Meter unter der Oberkante wird Sand erbohrt, der im Wesentlichen das tiefere Gehänge zusammensetzt. Etwa 23 Meter unter der Oberkante liegt darin 0,6 Meter gelber Lehm; darunter folgt reiner Sand bis zum Bachbett; der Thon liegt hier, wie die Combination verschiedener Aufschlüsse lehrt, etwas tiefer, fällt mithin nach Osten ein, d. h. in das Plateau einwärts, völlig entsprechend dem von Berendt entwickelten Gesetze [1]).

Das Facit der Profile *L*—*Q* ist hiernach: Unter einem sich parallel den Abhang hinabziehenden Geschiebemergel folgt mächtiger Sand und Grand mit Conchylien und mit eingelagerter Bank von Geschiebemergel; unter dem Sand liegt Thon, darunter typischer Geschiebemergel, der an seiner Basis reich an Conchylien ist; darunter 7 Meter Grand, darunter 1 Meter thoniger Mergel, darunter Sand.

Etwa 400 Meter nördlich von *LM* wurde das Profil *JK* abgebohrt. Sand bildet hier die Steilböschung bis 7 Meter über der Niederung (ca. 74 Fuss [23,2 Meter] über dem Meere); darüber folgt echter Geschiebemergel, in Bohrloch A. III, No. 12 mit 1,1 Meter nicht durchbohrt; darüber Thonmergel, der sich, mit 0,4—1,7 Meter Abrutschmassen bedeckt, den Abhang hinauf 56 Schritte weit verfolgen lässt, bis etwa 142 Fuss (44,57 Meter) Meereshöhe. Hier legt sich darauf reiner Sand (A. III, No. 19—21), der (No. 20—21) von 1,6 Meter Lehmmergel bedeckt wird. Die Grenze beider Schichten ist zu 162 Fuss (50,84 Meter) anzunehmen, die Mächtigkeit des Sandes mithin zu 20 Fuss (6,27 Meter). Bis oben bei 195 Fuss (61,2 Meter) (No. 22) liegt thoniger Geschiebemergel.

Das nächst nördlichere Profil *GH* beginnt an dem entlang der Niederung laufenden Wege, 8 Schritt nördlich von dem südlich Alt-Rothhof eine kurze Schlucht bildenden Wässerchen mit

[1]) Gletschertheorie oder Drifttheorie? Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., 1879, p. 15.

A. III, No. 85, steigt den Abhang hinauf nach Nordost zu der mit 162 Fuss (50,84 Meter) auf der Karte verzeichneten Kuppe (A. III, No. 93) und läuft von da zur Ecke des Gutsgartens von Alt-Rothhof in der Richtung nach ONO. (Bohrloch A. III, No. 106). Sein unteres Ende (*G*) liegt 130 Meter nördlich von *J*, sein oberes (*H*) 320 Meter nördlich von *K*. — An der Südseite der Mündung jener Schlucht ist deutlich Sand zu sehen, darüber, etwa 4 Meter über dem Wege Geschiebemergel, direct überlagert durch Thonmergel mit Kalkpuppen; wir haben also hier jene bei *L* Conchylien führende Schichtengruppe unverändert wieder. Der Fuss unseres Profils bei *G* ist mit Abrutschmassen bedeckt. 40 Schritt vom Wege wird 0,8 Meter Lehmmergel unter Thon erbohrt. Die Schichten ziehen sich auch hier zum Abhange parallel; denn noch 80 Schritt vom Wege (A. III, No. 87) finden wir 0,1 Meter lehmigen Abrutsch über 1,2 Meter Thonmergel, über 0,7 Meter sandigem Lehmmergel. Bei 100 Schritt (A. III, No. 88) verschwindet in etwa 126 Fuss (39,55 Meter) Höhe der oben in Staubmergel übergehende Thonmergel unter reinem Sand. Bei 160 Schritt (A. III, No. 92) in ca. 146 Fuss (45,82 Meter) Höhe folgt über diesem echter Diluvialmergel. Bei 180 Schritt (A. III, No. 94) legt sich 0,6 Meter Sand auf den Letzteren. Und bei 210 Schritt am Gipfel (A. III, No. 93) finden wir 0,6 Meter thonigen Lehm und Mergel über 0,4 Meter reinem Sand, über 0,4 Meter Thonmergel, über 0,6 Meter reinem Sand.

Hier nach der Gartenecke schwenkend und eine neue Schrittzählung beginnend, immer allmählich aufsteigend, finden wir bei 76 Schritt (No. 95) 1,1 Meter thonigen Geschiebemergel über 0,9 Meter reinem Sand; darüber bei 80 — 82 Schritt (No. 96 und 97), einen kleinen Absturz bezeichnend, 3 Meter Sand, der auch bei 100 Schritt (No. 98) noch die Oberfläche bildet. Bei 130 Schritt (No. 99) liegt in etwas höherem Niveau wieder 2 Meter thoniger Diluvialmergel, welcher bei 160 Schritt (No. 100) nochmals unter 1,2 Meter Sand erbohrt wird. Letzterer bildet aber nur eine unbedeutende Schicht; denn bei 170 Schritt (No. 102) finden wir bereits 0,5 Meter Lehm; bei 180 Schritt (No. 101) 0,2 Meter lehmigen Sand über 0,9 Meter sandigem Lehm (und Mergel), über 0,2 Meter Sand, über 0,9 Meter thonigem Lehmmergel. Das letztere

Bohrprofil lässt sich als durchweg Diluvialmergel auffassen. Bei 200 Schritt (No. 103) liegt gleichfalls 1 Meter thoniger Lehmmergel, der bei 222 Schritt (No. 104) durch 1,8 Meter Sand bedeckt wird. Letzterer bildet weiterhin die Oberfläche, enthält bei 240 Schritt (No. 105) in 0,5 Meter Tiefe ein dünnes Thonbänkchen und lässt auch bei 278 Schritt an der Gartenecke (No. 106) noch den Lehmmergel als Unterlage in 1,3 Meter Tiefe erkennen.

Dies Profil erweitert unsere Kenntniss von der Lagerung der Diluvialfauna, soweit wir dieselbe aus den oben geschilderten Profilen schöpfen, ganz wesentlich. Wir haben auch hier, wenn auch ohne Nachweis von Conchylien, die typische Gruppe: Sand unter Geschiebemergel, unter Thon, letzteren bis 126 Fuss (39,55 Meter) Höhe; darüber wiederum 20 Fuss (6,28 Meter) Sand, darüber ein 60 Fuss (18,83 Meter) mächtiges System wechselnder Bänke von Diluvialmergel und Sand. Damit ist der Muschelschicht ihre Stellung nicht nur im Unterdiluvium, sondern sogar recht tief darin angewiesen.

200 Meter nördlich von *G* liegt Berendt's erster Fundpunkt über Sand im Geschiebemergel, der von Thonmergel bedeckt wird.

400 Meter nördlich von *G* legen wir das Profil *CD*. Es beginnt nahe südlich von der nördlich Alt-Rothhof vorbeilaufenden Schlucht mit einem schönen Aufschluss: 3 Meter Geschiebemergel liegt über 6—7 Meter reinem, ziemlich grobem Sand. Die Grenze, welche etwa 80 Fuss (25 Meter) Meereshöhe besitzt, ist nur an zwei kleinen Stellen direct zu sehen, und gerade da ist im Geschiebemergel nichts von Conchylien zu finden. Aber auf der sandigen Halde liegen Schalen von Cardium, Nassa u. a., wohl unzweifelhaft der Basis jenes Geschiebemergels entstammend. Unter dem Sand liegt 0,3 Meter thonähnlicher Geschiebemergel, dessen oberste 0,03 Meter reich an Conchylienstücken sind; die obersten 1 — 2 Millimeter bilden eine wahre Muschelbreccie, die aber so feinstückelig ist, dass nur ganz wenige Formen erkennbar sind, worunter Cardium und in 3 Exemplaren die sonst in Westpreussen nur einmal gefundene *Scalaria communis*. Also auch diese tiefliegende, dünne Bank, die jedenfalls der bei *L* erbohrten entsprechen dürfte, ist mit Nordseefauna erfüllt. Durch eine kleine Aufgrabung wurde in sehr klarer Weise das ca. 20° betragende Einfallen dieser Schicht in den Berg

hinein constatirt. Die Oberfläche der Schicht ist merklich eben; doch ist dieselbe scharf geknickt, so dass ein Flügel sich dem Abhang parallel im scharfen Winkel nach aufwärts biegt, und der Verticalschnitt der Schicht mithin die Gestalt eines liegenden < annimmt. Daraus geht hervor, dass trotz des überall so ähnlichen Niveaus dennoch auch hier ein Herabsinken stattgefunden hat. Unter der thonigen Geschiebemergelbank (die ich der Kürze halber als Scalariabank bezeichne) liegt 1,7 Meter reiner Diluvialsand.

Die höheren Schichten des Profils wurden durch 11 Handbohrungen entlang einer auf Alt-Rothhof zulaufenden Linie ermittelt. Unmittelbar über dem Aufschluss, zunächst der Steilkante wird Thon erbohrt, was die Regelmässigkeit der Lagerung von Neuem bestätigt. Der Thon schleppt sich, mit sichtlich gerutschten resp. abgeschwemmten Massen bedeckt, bis 60 Schritt von der Oberkante des Aufschlusses nach aufwärts, wo er (A. III, No. 162) in 144 Fuss (45,19 Meter) Höhe durch Sand überlagert wird; 20 Schritt höher fand sich (No. 163) zwar noch ein Thonbänkchen von 0,1 Meter Mächtigkeit; im Uebrigen ist alles Sand bis *D* (A. III, No. 165) bei 178 Fuss (55,87 Meter) Meereshöhe. — *D* liegt 220 Meter nordwestlich von *H*. —

Das Profil *CD* schliesst sich mithin den oben genannten aufs innigste an, zeigt aber eine stärkere Entwickelung des über dem Hauptthon liegenden Sandes.

Profil *EF* vermittelt gewissermaassen einen Uebergang. Geht man von Alt-Rothhof nach Norden, so findet man bei *E* am Wässerchen Thonmergel aufgeschlossen bei etwa 122 Fuss (38,29 Meter). Dieser Punkt liegt 250 Meter nordnordöstlich von *H*. Von hier aus nach Nordnordost aufsteigend, findet man zunächst alluvialen Kalktuff; dann mächtigen Diluvialsand bis 150 Fuss (47,08 Meter) Höhe, mithin 28 Fuss (8,79 Meter) mächtig. Darüber folgt (A. III, No. 81) Geschiebemergel ca. 4 Meter, darüber (No. 79) 0,5 Meter Sand, bedeckt von 0,7 Meter Lehm; darüber ca. 2 Meter Sand, nochmals 0,7 Meter Lehm und darauf Sand, der bei 190 Fuss (59,63 Meter) nochmals von Lehm bedeckt wird, über welchem wiederum Sand folgt. — Ein sehr complicirter Wechsel von Sand und Geschiebemergel, 50 Fuss (15,69 Meter) mächtig, bezeichnet auch in diesem Profil die oberste Schichten-

gruppe, die sich von der entsprechenden des Profils *GH* nur durch die relativ stärkere Entwickelung des Sandes unterscheidet.

Parallel diesem Profil von dem Hause am Ausgange dieser Schlucht aufwärtsgehend, finden wir anfangs Gehängekalk und allerhand Abrutschmassen; Thon wird zuletzt 70 Schritt über der Bachmitte (A. III, No. 172) erbohrt unter Sand. 30 Schritt höher legt sich darauf Diluvialmergel, auf diesen weitere 40 Schritt höher Sand; weitere 60 Schritt höher folgt wieder Lehmmergel, der 10 Schritt höher (A. III, No. 181) unter Sand verschwindet. 20 Schritt höher wird auch dieser von vorwiegend lehmigen Schichten bedeckt, und auf dem Gipfel, 195 Fuss (61,2 Meter) hoch, erbohren wir (A. III, No. 185) 1,9 Meter Sand über 0,1 Meter lehmigem Sand bis sandigem Lehm.

Von der Mündung der zuletzt genannten Schlucht 260 Meter nach Nord, mitten zwischen zwei kleinen Wohnhäusern ist in dem steilen Gehänge ein kleiner Wasserriss, dessen Tiefe von 0,5 bis 1,5 Meter wechselt, ausgewaschen. Hier wird in der Sohle ein Profil abgebohrt. 7 Bohrungen von je 2 Meter (A. III, No. 190 bis 196) geben bis 27 Meter über dem Wege (an dem dem natürlichen Böschungswinkel entsprechenden Gehänge gemessen), mithin bis etwa 130 Fuss (40,8 Meter) Meereshöhe nur reinen Sand, der mithin sichtlich einer mächtigen Sandschicht entspricht, von der jedoch sich keineswegs behaupten lässt, dass sie wirklich in der ganzen Höhenausdehnung ansteht.

Meeresconchylien liegen im Sand nahe der Oberfläche, anfangs spärlicher und zerbrochen, weiter oben (bei No. 196) plötzlich viel reichlicher und wohl erhalten (*Cardium edule*, *C. echinatum*, *Cerithium lima*, *Nassa reticulata*, *Venus virginea*, *Scrobicularia* sp., *Ostrea* sp. etc.). 31 Gehängemeter vom Wege (No. 197) erbohren wir 2 Meter grandigen Sand; bei 35 Gehängemeter ist 1,5 Meter Sand aufgeschlossen zu sehen, dessen Schichten ganz sanft in den Berg hinein (also nach Ost) fallen; darunter treffen mehrere Bohrlöcher (No. 198) 1 Meter grandigen Sand, darunter Steinchen, d. h. reinen Grand. Dieser dürfte die grössere Häufigkeit der Conchylien hier oben bedingen. Es wurde indess als auffällig bemerkt, dass die weiter unten fehlende *Nassa* hier bei Weitem die

häufigste Form ist. Sand mit grandigen Lagen steht an von 35 bis 39 Gehängemeter, wo er von 0,3 Meter grünlichgrauem, thonigem Geschiebemergel bedeckt wird, der Conchylienstücke enthält. Doch auch der anstehende Sand enthält davon in 0,1 — 1,0 Meter Tiefe unter dem Geschiebemergel, besonders häufig in einer Lage feinen Grandes, 0,8 Meter unter Letzterem. Ein senkrechter, 2 Meter hoher Absturz endet hier den Wasserriss in nahezu 150 Fuss (47 Meter) Höhe. Es folgt mächtiger Sand mit Schichten von Thon- und Lehmmergel, deren Lage wahrscheinlich durch Rutschungen gestört ist.

170 Meter nördlicher liegt das Profil *AB*. Es beginnt am Wege mit einem rein sandigen, im natürlichen Böschungswinkel aufsteigenden Absturz von 33 Meter Erstreckung (im Gehänge aufwärts gemessen); oben wird (A. III, No. 220) 2 Meter Sand erbohrt. Darüber sieht man 1,2 Meter diagonalgeschichteten Sand mit ganz vereinzelten kleinen Geschieben, durchsetzt durch viele kleine Verwerfungen von 0,01—0,1 Meter Sprunghöhe. Darüber liegt, etwa 130 Fuss (40,8 Meter) über der Ostsee, mit scharfer, wenig unebener Grenzfläche 3,5 Meter echter Geschiebemergel. Nahe seiner Basis enthält derselbe einzelne Conchylienstücke, sowie 0,5 Meter über der Sohle ein ganzes Gehäuse von *Nassa*. An der Grenze ist der Sand durch Kalkcarbonat zu festem Diluvialsandstein [1]) verkittet, welcher mit dem Diluvialmergel innig verwachsen ist, eine 0,03 — 0,5 Meter dicke Platte bildet, und von dieser warzen- und stalaktitenförmig in den Sand bis 1,2 Meter unter der Sohle des Diluvialmergels herabhängt. In diesen Stalaktiten ist die Diagonalschichtung des Sandes vollkommen erhalten und fixirt.

Am südlichen Ende des 34 Meter langen Aufschlusses folgt unter dem Diluvialmergel nur 1,2 Meter Sand, darunter 0,1 bis 0,2 Meter Geschiebemergel (x), reich an Conchylienstücken, welche in Nestern (theils oben, unten oder in der Mitte gelegen) geradezu gehäuft sind; Conchylienbrut scheint eine Hauptrolle zu spielen, und dazwischen finden sich reichlich Pflanzenfasern, analog wie an BERENDT's erstem Fundpunkt. Darunter folgt 1,2 Meter Sand, darunter nochmals 0,15 Meter thoniger Mergel (y), über dessen

[1]) Derselbe ist im kleinen Profile vom Süd-Ende des Aufschlusses, rechts von *AB*, angedeutet und weiss gelassen.

Bezeichnung als Diluvialmergel trotz seiner Geschiebearmuth kein Zweifel obwalten kann; darunter liegt Sand. Die zwei dünnen Mergelbänke steigen nach Norden sanft an und schneiden am Hauptgeschiebemergel ab, so dass letzterer etwa von der Mitte des Aufschlusses an, direct über dem mächtigen, trockenen Hauptsand liegt, und daher auch nur dort die Bildung des erwähnten Diluvialsandsteins veranlassen konnte[1]).

Es liegt nahe, die Bänke, namentlich x, der Scalariabank des Profils CD zu vergleichen, zumal auch diese Pflanzenreste führt. Dass dieselbe dem gleichen geologischen Niveau entspricht, wird weiter bestätigt durch den Thon, welcher 2 Meter mächtig über dem Hauptgeschiebemergel aufgeschlossen ist. Auch der letztere selbst enthält übrigens, 0,2 — 1,0 Meter über der Basis, Thon als zahlreiche, aber nur wenige Millimeter dicke Lagen in horizontalen Streifen eingebettet. Diese Streifen, in denen Thon mit ganz feinem Sand wechselt, sind z. Th. reich an Geröllen von Thon und enthalten gleichfalls verzweigte, horizontal liegende Pflanzenfasern. Zwischen, unter und über diesen Thonstreifen liegt Geschiebemergel. Es scheint somit, dass dieser, wie die Conchylien, so auch eine Thonschicht mit sich fortgeschoben und theilweise in seine Masse hineingeknetet hat.

Der über dem Geschiebemergel liegende Thon ist dünngeschichtet (Bänderthon). Messen wir von der Oberkante des Aufschlusses, so haben wir am begrasten, steilen Abhang bei 4 Meter aufwärts (was ungefähr 2 Meter verticaler Höhe entsprechen würde) bei A. III, No. 221 noch 2 Meter Thon; bei 12 Meter liegt darüber (No. 223) 0,9 Meter Sand; bei 16 Meter (No. 224) lässt dieser in 1,7 — 2,0 Meter Tiefe noch Mergelsand, den Uebergang zum Thon, als seine Grundlage erbohren; bei 22 Meter (No. 225) finden wir nur Sand, der, z. Th. grandartig werdend, anhält bis zur Oberkante bei 49 Meter (No. 229), wo sich, etwa 186 Fuss (58,4 Meter) über dem Meere, Geschiebemergel darauf legt. Der den Thon bedeckende Sand ist mithin hier 30 Fuss (9,42 Meter) mächtig, was den oben geschilderten Profilen sich passend anreiht.

[1]) Vergl. die Abbildung dieses Profils, Fig. 2 der Erläuterungen zu Section Marienwerder.

Von hier aus landeinwärts, nach dem 224,9 Fuss (70,586 Meter) hohen, trigonometrischen Fixpunkt hin zählend, finden wir den entkalkten Mergel durch 1,4 Meter Sand bedeckt bei 80 Schritt (A. III, No. 231). Es ist ein theils abgeschwemmter, theils vom Winde verwehter Sand, der einer diluvialen Sandschicht entstammt, die bei 180 Schritt (No. 233) mit 2 Meter nicht durchsunken wird. Bei 230 Schritt (No. 234) finden wir, die Kuppe bezeichnend, 0,3 Meter Flugsand; darunter 0,7 Meter thonigen Lehm mit Kohlenpunkten, darunter 0,2 Meter Sand; darunter 0,6 Meter Geschiebelehm und unter diesem, bei 210 Schritt durch A. III, No. 235 nachgewiesen, 0,7 Meter Sand. Wir sind mithin hier wieder in jener Region vielfach wechselnder Sand und Mergelbänke angelangt, die wir in den Profilen *EF* und *GH* in etwas geringerer Meereshöhe angetroffen hatten.

Ueber $1^1/_2$ Kilometer haben wir nunmehr die wesentlich gleiche Schichtenreihe verfolgt und dabei den Thon als einen vorzüglichen Leithorizont erkannt. Auch weiter nach Norden bewährt sich dies. Doch entwickelt sich hier Sand und Grand etwas mehr und der Thon unterliegt allerhand Verdrückungen, so dass er z. B. nur auf einer Seite mancher Thalsenken zu finden ist. Noch unmittelbar auf der Grenze der Sectionen Marienwerder und Rehhof, 3 Kilometer nördlich der Profile *L—Q* finden wir in 145 Fuss (45,51 Meter) Meereshöhe Diluvialmergel über Sand; darunter wird bei 115 Fuss (36,09 Meter) Thon, bei 100 Fuss (31,385 Meter) Diluvialmergel erbohrt; der den Thon bedeckende Sand ist also auch hier 30 Fuss (9,42 Meter) mächtig, nimmt jedoch ein etwas tieferes Niveau als in den zuletzt geschilderten Profilen ein. Weiter abwärts liegt daselbst Sand und Grand, der in Gut Weisshof mit 40 Fuss (12,55 Meter) noch nicht durchsunken ist, also dort bis 35 Fuss (10,99 Meter) Meereshöhe abwärts reicht.

Verfolgen wir von *L* (Frohwerck sen.) aus das Gehänge des Weichselthales südwärts, so begegnen wir 250 Meter südlich dem Profil *RS*. Ueber einem kleinen Wohnhause ist dort Spathsand aufgeschlossen, direct überlagert von Geschiebemergel. Fauna ist leider nicht zu beobachten, wovon vermuthlich die Kleinheit des Aufschlusses Ursache ist. Darüber wird (B. III, No. 100) 0,3 Meter typischer Thon unter 1,7 Meter lehmigen Abrutschmassen erbohrt.

Von hier nach Osten aufwärts gehend, finden wir bei 10 Schritt Entfernung (B. III, No. 101) nochmals den Thon unter 0,9 Meter humosen Abschlemmmassen; bei 20 Schritt (B. III, No. 204) nur Sand; bei 30 Schritt (No. 205) desgleichen mit einem 0,05 Meter starken Thonbänkchen, bei 40 Schritt (No. 104) aber, unter 0,2 Meter sandigem Humus, 1,8 Meter Lehm mit einzelnen thonigen Lagen. Auch bei 50 Schritt (No. 105) wird dieser mit 1,1 Meter Tiefe nicht durchbohrt; bei 62 Schritt (No. 106) aber, auf localer Kuppe, 1,6 Meter humoser, z. Th. schwach lehmiger Sand über 0,4 Meter reinem Sand. — Weil die Ueberlagerung hier nicht nachgewiesen, wurde in der Profilzeichnung jener Lehm als Anlagerung dargestellt; bei Erwägung aller Umstände aber ist es ziemlich wahrscheinlich, dass er eine Bank im Unterdiluvialsand bildet, so dass nach dieser Auffassung zwischen ihm und dem Hauptthon das mehrfach beobachtete Maass von ca. 30 Fuss (9,42 Meter) Sand liegen würde. Auf dem Plateau bei 180 Fuss (56,49 Meter) Höhe wird 2 Meter thoniger Lehm und Mergel erbohrt.

520 Meter südlich von *L* legen wir das Profil *TU*. Unten sind hier Abrutschmassen stark entwickelt. Am Wege (B. III, No. 276) treffen wir nur solche; 20 — 62 Schritt vom Wege erreichen wir Thon (B. III, No. 277 — 281) und durchsinken denselben mit 1,1 Meter nicht. Etwa 84 Fuss (26,36 Meter) hoch legt sich (B. III, No. 281) darauf 1,2 Meter Sand, der darüber einen dünn bewachsenen Absturz bildet. An der Oberkante desselben (No. 285) legt sich in etwa 118 Fuss (37,03 Meter) Höhe darauf Lehmmergel, der auch weiter östlich den Boden vorwiegend zusammensetzt. Bei B. III, No. 287 jedoch, 60 Schritt östlich von No. 285 finden wir 0,5 Meter Sand über thonigem Diluvialmergel, der noch bis 140 Schritt weiter durch 4 Bohrlöcher constatirt wird, so dass eine dünne Sandeinlagerung vorliegt.

Nur 200 Meter südlicher wurde das Profil *VW* aufgenommen. Während unten abgerutschte Massen keine deutliche Schichtenfolge erkennen lassen, wird, im Gehänge gemessen, 40 Meter vom Wege (B. III, No. 271) 0,5 Meter Thonmergel unter reinem Sande erbohrt. Letzterer wird von thonigem Lehm, z. Th. sogar thonigem Lehmmergel bedeckt, der sich dem Gehänge parallel über dem

Sande verschleppt (No. 269 — 270). Noch an der Oberkante des Steilgehänges, 18 geneigt gemessene Meter über No. 271, wird 0,9 Meter reiner Sand unter thonigem Geschiebemergel erbohrt (B. III, No. 268). Der Sand reicht demnach etwa von 73—105 Fuss (22,91 — 32,95 Meter) Meereshöhe, ist somit wiederum 30 Fuss (9,42 Meter) mächtig. Von No. 268 zählend nach Osten verschwindet der Geschiebemergel bei 60 Schritt (B. III, No. 266) unter 1,9 Meter Sand; dieser bei 120 Schritt (No. 265) unter 0,7 Meter thonigem Diluvialmergel, der sich bis 280 Schritt und weiter verfolgen lässt.

240 Meter südlich von *V*, südlich eines von Baldram kommenden Weges, liegt Sand bis 6 — 7 Meter über der Niederung; darüber ist 1 — 2 Meter echter Geschiebemergel, darüber 0,3 — 1 Meter Thon, darüber Sand, also wieder die bekannte charakteristische Schichtengruppe aufgeschlossen. Die untere Grenze des Geschiebemergels fällt an einer Stelle deutlich mindestens 30^0 nach Südost, also in den Berg hinein. Fauna ist zwar nicht im Mergel selbst, aber in den lehmigen Abrutschmassen auf dem Sande zu finden, wenn auch nur spärlich. Neben kleinen Bruchstücken sammelte ich auch eine *Ostrea edulis*, wodurch das Vorkommen dieser Muschel von Neuem bekräftigt wird.

300 Meter südlicher beobachten wir das Profil *X Y*. Mächtige Humusbildungen und Moormergel resp. Gehängekalk, auf Quellen und damit auf eine Schichtenmulde hindeutend, bedecken den Abhang (B. III, No. 365—369) bis etwa 102 Fuss (32 Meter) Seehöhe. Zählen wir von hier ab am Gehänge aufwärts, so findet sich (immer unter einer Decke von Humus- und abgeschlemmten Massen) bei 6 Meter (B. III, No. 364) reiner Sand, ebenso bei 14 und 18 Meter. Bei 22 Meter (B. III, No. 361[a]) legt sich darauf 0,6 Meter Diluvialmergel, der bei 26 Meter (B. III, No. 361) von 1,1 Meter Sand bedeckt wird, über den sich weiter oben nochmals Diluvialmergel legt. — Nach Analogie der früheren Profile dürfen wir hier die Hauptsandschicht zu 30 Fuss (9,42 Meter) Mächtigkeit annehmen und demnach die obere Grenze des Thones etwa bei 100 Fuss (31,39 Meter) vermuthen.

Das etwa 700 Meter südlicher liegende Profil *ZΓ* läuft nach dem Aussichtspavillon »Wilhelmsblick« des zu Stürmersberg gehörigen Gasthauses Ziegelscheune. Vom Hauptweg aus den Ab-

hang aufwärts abbohrend finden wir zunächst durchweg Sand; bei 36 Schritt (B. III, No. 320) 1,1 Meter Diluvialmergel unter 0,9 Meter Abrutschmassen; darüber folgt mächtiger Sand, während die Höhe durch über 2 Meter mächtigen Geschiebemergel markirt wird. Thon wird in der Nähe dicht an der alten Nogat in ca. 45 Fuss (14,12 Meter) Meereshöhe erbohrt. Es ist indess mehr als wahrscheinlich, dass der ganze Abhang verrutscht ist, zumal in der nahen Schlucht dicht südlich unter I' Thon (von Gehängekalk bedeckt) reichlich 60 Fuss (18,83 Meter) hoch ansteht.

Eine bisher nicht erwähnte Schichtengruppe ist an der von Stürmersberg nach Marienau führenden Verbindungschaussee aufgeschlossen, etwa 2250 Meter südlich von *L.* Zwar ist wegen mancherlei Verrutschungen in der Umgebung die Verbindung jener Aufschlüsse mit denen der Nachbarschaft noch nicht ganz sichergestellt, aber das Profil selbst ist in seinen Grundzügen völlig klar.

Eine Ziegelei baute hier früher Thon und soll angeblich helle Ziegeln geliefert haben (eine Eigenthümlichkeit, die besonders tertiärem Material zuzukommen scheint). Thon ragt bis 3,2 Meter über das Chaussee-Planum, resp. bis 4 Meter über die Sohle des nördlichen Chausseegrabens. Er fällt stark nach Osten ein, bedeckt von 1 Meter Lehm. Ueber diesem folgt Sand, der im nächst höheren Grabeneinschnitt eine 1,4—2 Meter mächtige Bank grünlichen Geschiebelehmes enthält. Dass tertiäre Beimengungen diese Färbung verursachen, wird u. A. auch durch einen darin gefundenen Zahn von *Lamna* illustrirt. Der darüber liegende Sand ist theils grünlich, theils durch Kohlenpunkte auffallend braun gefärbt und schwach bindig. Darüber folgt 0,1 Meter Lehm, darüber 1,3 Meter Sand, der an einer andern Stelle als Grand entwickelt ist, so dass wir (nach anderweit gesammelten Erfahrungen) den Grand als Vertreter durch Auswaschung zerstörten Geschiebemergels ansehen können. Ueber diesem Grand folgt mehr als 2 Meter typischer Thonmergel mit Kalkpuppen, darüber mächtiger Sand; darüber, durch schwächere Diluvialmergelbänke vorbereitet, mächtiger Geschiebemergel.

Aus dem Gehänge des Weichselthales südlich Marienwerder sind zum Vergleich drei Profile dargestellt. Auch hier lässt sich

eine complicirte Gliederung nachweisen; doch ist das Gehänge flacher, und eine bis zu gleichem Niveau emporreichende Darstellung würde demnach bei dem gewählten Maassstabe zu viel Raum beanspruchen. Zunächst südlich von Marienwerder ist inmitten des sehr sandigen Gehänges Thon erbohrt in etwa 90 Fuss (28,25 Meter) Meereshöhe; darüber folgt bei ca. 125 Fuss (39,23 Meter) Diluvialmergel. Der den Thon bedeckende Sand ist mithin hier ca. 35 Fuss (10,98 Meter) mächtig (Profil ΔΘ). Der Diluvialmergel breitet sich 350 Meter weit flach aus, bis zu etwa 150 Fuss (47,08 Meter) Höhe, woselbst, 260 Schritt von der Chaussee nach Rospitz, Sand ansteht. Von hier das Gehänge aufwärts nach Osten gehend, finden wir bei 40 Schritt (C. III, No. 336) jenen Sand unter 1 Meter festem Diluviallehm; bei 120 Schritt (C. III, No. 337) erbohren wir wieder Sand von der Oberfläche an bis 1,1 Meter Tiefe, und von 180 Schritt (C. III, No. 338) bis zu dem bei 310 Schritt erreichten Wege finden wir durchweg Lehm.

Nordwestlich von Karschwitz an dem von der Rospitzer Chaussee nach der Liebe herabführenden Hohlwege steigt Thonmergel bis etwa 130 Fuss (40,8 Meter) empor, überlagert durch Grand und mit Fauna. Eine Mergelbank legt sich bei etwa 155 Fuss (48,65 Meter) darauf (im Profil ΛΞ aus Versehen fortgelassen!); es folgt östlich der Chaussee ein Aufschluss im grandigen Sand mit Fauna, überlagert in ca. 174 Fuss (54,6 Meter) Meereshöhe von Diluvialmergel, der weiterhin die Plateauhöhe zwischen Weichsel- und Liebe-Thal bei Karschwitz bedeckt. Dennoch ist dies nicht die oberste Schicht; denn in durchschnittlich 200 Fuss (62,77 Meter) Meereshöhe treten aus dem Geschiebemergel mehrfach Sande hervor, die einen noch höheren Horizont gut charakterisiren. Das Profil ΠΣ stellt den Abhang am Südrande der Section bei Rospitz dar.

Dieselben Schichten kehren auf dem nach Osten gerichteten Abfall des Plateaus zur Liebe wieder; nur sind hier die Diluvialmergel meist weniger mächtig, und dafür die Sande stärker entwickelt, sowie theilweise, insbesondere bei Bäckermühle und Kamiontken, die Grande. Auch im Thale der Liebe ist Thonmergel fast ununterbrochen von Kamiontken bis zum Südrande der Section

nachgewiesen. Seine Oberfläche liegt bei Kamiontken, Bäckermühle und Schäferei 150 Fuss (47,1 Meter) hoch, und sinkt bis zum Südrande allmählich auf wenig unter 90 Fuss (28,28 Meter). Auch an der Liebe ist unter dem Thon an einigen Stellen Sand nachgewiesen; der zwischenlagernde Geschiebemergel scheint hier zu fehlen.

Oestlich vom Liebethal reicht kein Einschnitt mehr bis zum Thon herab; nur an der Ostgrenze der Section auf Abbau Gross-Krebs ist derselbe nach der Beschreibung des Besitzers, Herrn LEINWEBER, wieder angetroffen worden.

Es wäre zwecklos, weitere Profile im Speciellen aufzuzählen. Die obigen wurden eingehender geschildert, um an einem besonders geeigneten und interessanten, sehr detaillirt untersuchten Gebiete gewissermaassen einen Ausgangspunkt für weitere Aufnahmen in der Weichselgegend zu schaffen. Es zeigt sich, dass das Diluvium hier wohl gegliedert ist, und dass man, mit geringfügigen Abänderungen, von oben nach unten etwa nachfolgende Schichtenreihe antrifft:

i. 60 Fuss (18,83 Meter) complicirter Wechsel von Geschiebemergel und Sand oder Grand. Auch hier findet regelmässige Specialgliederung statt, die sich beträchtliche Strecken weit verfolgen lässt; und anscheinend ist dies System noch mächtiger. Da aber die höheren Theile der Section flacher geneigt und ärmer an Aufschlüssen sind und demzufolge hier und da noch Zweifel über die wahre Lagerung der Schichten bestehen blieben, so wurden die höchsten Theile des untersuchten Plateaus weder in den Profilzeichnungen dargestellt, noch in dieser Gliederung berücksichtigt. Als Beispiel diene die Gliederung bei Karschwitz.

h. 20—30 Fuss (6,28—9,42 Meter) Sand (stellenweise bis 35 Fuss [10,99 Meter]), stellenweise Grand.

g. etwa 6—10 Fuss (1,88—3,14 Meter) Thonmergel.

f. » 10 » (3,14 Meter) Geschiebemergel, unten mit Conchylien.

e. bis 25 Fuss (7,85 Meter) Sand bis Grand.

x, y. je 0,5 Fuss (0,157 Meter) zwei dünne Geschiebemergelbänke mit Conchylien (*Scalaria*-Bank).
d. etwa 6—10 Fuss (1,88—3,14 Meter) Sand.
c. 3 » (0,942 Meter) Lehm } bei Stürmersberg.
b. 12 » (3,77 Meter) Thon }

In dieses Schema haben wir die auf Section Marienwerder beobachteten Fundpunkte der Diluvialfauna einzuordnen.

Die Schichten *b*, *c* und *d* sind nur wenig aufgeschlossen und haben bis jetzt keine Petrefacten geliefert.

Die Schicht *x* ist reich an Conchylien; die erkennbaren Arten gehören ausschliesslich der Nordseefauna an (Scalariabank in Profil *CD* und Nachbarschaft).

e in der Grand-Facies führt zwischen Dorf und Mühle Weisshof, nahe dem Kirchhofe, ziemlich reichlich Conchylien. Neben der gewöhnlichen Nordseefauna kommt auch *Yoldia arctica* vor.

An der Grenze von *ef* liegen Conchylien: bei Mühle Weisshof im thonigen Mergel und auf der Halde des denselben unterteufenden grandigen Sandes; in einem Wasserriss westlich des Weges von Weisshof nach Alt-Rothhof; in Unterberg bei Frohwerck jun. und Frohwerck sen., in den Profilen *AB*, *CD* und den andern erwähnten Stellen; im ganzen in Unterberg an 8 Stellen, somit überhaupt an 10 Fundpunkten.

g, sowie der hangendere Theil von *f* haben bisher keine Conchylien geliefert.

h, als echter Grand entwickelt, enthält spärliche Conchylien an der Ziegelei Borrishof; *Dreissena* bei A. III, No. 77 (Unterberg); Conchylien bei B. III, No. 55 (oberes Grandlager bei Frohwerck sen.); südwestlich von A. III, No. 236 am Wege Borrishof-Tiefenau; südlich Marienwerder westlich der Chaussee über dem Thonhohlweg (Profil ΛΞ) und am rechten Gehänge des Cypellethales nahe dem nach dem »Semmler« führenden Hohlwege. Im ganzen 6 Fundorte, von denen keiner besonders reich ist.

i resp. der unteren Grenze dieser Gruppe gehören 14—15 Fundpunkte an, nämlich: Unterberg unweit A. III, No. 302; Klatt's Grandgrube östlich von Baldram (unweit des 264,2 Fuss [83,64 Meter]

hohen trigonometrischen Signals); 3 Grandgruben oberhalb der Chaussee Bäckermühle-Kamiontken; südlich Marienwerder östlich der Chaussee nach Rospitz; südöstlich von Karschwitz am Wege nach Boggusch; dicht bei Marienwerder am Kirchhof nördlich der Graudenzer Chaussee; südlich von Gorken; nördlich vom Semmler; 4 Fundstellen in der Südostecke der Section, im Thal der Cypelle und deren Seitenschluchten, zusammen 14 Punkte; eine 15. Fundstelle liegt im Grand unter Geschiebemergel (fraglich, ob ersterer *g* oder *h* ist?) im Hohlweg von Liebenthal nach Bandtken, dort, wo letzterer das Thal der Cypelle verlässt. An allen 15 Orten liegen die Conchylien im Grand.

In sämmtlichen Schichten überwiegt Nordseefauna. Untergeordnet beigemischt ist im Grand sowohl in *d* als *g* und *h* *Yoldia arctica*, die Eismeerform. Es ist eine gemischte, jedenfalls umgelagerte Fauna. Die *Yoldia* deutet in diesem Falle keineswegs etwa auf Einwanderung vom Weissen Meere, sondern von der Nordsee her; sie gehört einer hochnordischen Region an, die über die Nordsee in Verbindung mit Westpreussen gelangte[1]).

Ein Unterschied scheint in der Vertheilung der Süsswasserreste zu liegen. Während diese unter dem Thon nur selten resp. sehr selten vorkommen, ist in *g* und *h* insbesondere *Dreyssena polymorpha*, eine an Süss- oder Brackwasser gebundene Form, ziemlich allgemein verbreitet.

Einen anderen Unterschied bildet die Art des Vorkommens. In den höheren Horizonten liegen die Conchylien im Grand, in den tieferen vorwiegend im Geschiebemergel, niemals weit über dessen Sohle; im Grand sind sie entfärbt aber fest, im Mergel sehr bröckelig, aber oft mit Farbenresten.

Eine ganz ähnliche Gliederung wie auf Section Marienwerder konnte ich auf dem linken Weichselufer nachweisen, welches ich von Mewe abwärts bis Dirschau im Jahre 1879 (zum Zwecke der Aufnahmen in 1 : 100000) begangen habe. Das im Jahre 1881

---

[1]) Vergl. Cleve und Jentzsch, über diluviale und alluviale Diatomeenschichten Norddeutschlands. Schriften d. physikal. ökonom. Gesellsch. 1881, p. 156 ff.

von mir vorläufig untersuchte Profil des hohen Steilufers bei Fiedlitz bildet auch im Süden einen Markstein.

In der dritten (untersten) Reihe der beigegebenen Tafel sind diese Profile dargestellt und mit den oben specieller geschilderten der Section Marienwerder zu einem Nord — Süd laufenden Uebersichtsprofil von 40 Kilometer Längenerstreckung vereinigt. Zu diesem Zwecke wurden die Einzelprofile auf die Meridianebene projicirt; der Maassstab ist 1 : 100000 für die Längen, 1 : 2000 für die Höhen; das Verhältniss von Höhe zur Länge demnach wie 1 : 50. Selbstredend liegen mehr Einzelbeobachtungen vor als hier eingetragen sind; es wurde aber vorgezogen, nur die sicher constatirten, möglichst ohne Combination direct zu beobachtenden Profile darzustellen, gerade um das Gesetzmässige der Erscheinung aus den Thatsachen von selbst hervorleuchten zu lassen.

Ueber die Combination der Profile A — Σ habe ich nichts hinzuzufügen; die zu Grunde liegenden Beobachtungen habe ich gegeben und das Sammelprofil erläutert sich von selbst. Eingeschaltet wurde ein auf Section Marienwerder dem Abhang zur Liebe entnommenes Profil bei Liebenthal, welches eine Lücke ausfüllt und die Verbreitung der Gliederung auch landeinwärts (nach Osten) nachweist; es beruht auf Bohrungen, während der Thon und der ihn bedeckende Sand durch die Ziegelei Liebenthal aufgeschlossen sind.

Gegenüber Rospitz liegt am linken Weichselufer oberhalb Fiedlitz ein bis 200 Fuss (62,77 Meter) über den Fluss sich erhebender, steil vom Wasser abgenagter Absturz. Leider ist auch hier der wahre Sachverhalt durch Abrutschungen getrübt, so dass ich mich z. B. über die Lagerstätte der hier nicht seltenen Meeresconchylien vorläufig nicht aussprechen möchte. Dunkelgrauer, ungeschichteter, nach Art des Yoldia- und Cyprinenthones übelriechender Thon, resp. Fayencemergel, wird hier unmittelbar durch 5 Meter typischen grauen Geschiebemergel (mit geschliffenen Geschieben) bedeckt, über welchem 4 Meter geschichteter Thonmergel (Bänderthon) zu sehen ist. Ueber letzterem liegt mächtiger Sand, der weiterhin dicht an den Steilabsturz tritt und dort alle tieferen Schichten völlig überrieselt hat. Doch ragt in der Mitte

des Absturzes, etwa bei 150 Fuss (47,08 Meter) Meereshöhe, eine Klippe Thon aus der Sandwüste und zeigt, dass letzterer ursprünglich jenes höhere Niveau besass. Oben wird der völlig sandige Abhang durch zwei etwa je 2 Meter mächtige Bänke von Geschiebemergel abgeschlossen, über welchen sich als Kantenbildung Flugsand allmählich anhäuft.

Nahezu 2 Meilen nördlicher liegen die durch Berendt bekannten Conchylien-Fundpunkte bei Mewe. So überwältigend hier die Zahl der Nordseemuscheln ist, darf doch nicht unerwähnt bleiben, dass ich am steilen Weichselufer unterhalb Mewe auch *Yoldia arctica* vereinzelt fand. Der reiche Fundpunkt Jacobsmühle liegt an der Ferse. 4 Kilometer aufwärts liegt an diesem Flusse Deutsch-Brodden. Dort finden wir mächtige Sandaufschlüsse bis etwa 115 Fuss (36,09 Meter) Meereshöhe; darüber Geschiebemergel, der bei etwa 140 Fuss (43,94 Meter) von geschichtetem Thon überlagert wird. Auf der Halde des Sandes liegen marine Conchylien.

Bei der Bearbeitung der Section Dirschau der geologischen Karte der Provinz Preussen in 1 : 100000 habe ich letzteren Thon als oberdiluvialen »Deckthon« aufgefasst. Nach den bei der Specialaufnahme des Blattes Marienwerder erlangten Aufschlüssen und bei der überraschenden Uebereinstimmung des Profils nach Gliederung und Meereshöhe muss ich denselben jedoch hier unbedingt dem Unterdiluvium zurechnen, eine Auffassung, die schon 1880 Herr Professor Berendt als möglicherweise zutreffend bezeichnet hatte. Der Deckthon der Sectionen Elbing, Heiligenbeil, Friedland etc. ist theilweise gleichfalls unterdiluvial; ob durchweg, bedarf noch der Untersuchung. Wenig nördlicher liegt am Gehänge des Weichselthales ein Fundort mariner Conchylien bei Sprauden; auf der Höhe liegt dort Thon über Geschiebemergel.

Derselbe Thon über Mergel lässt sich verfolgen bis Raudener Mühle. Der darunter liegende Grand ist dort charakterisirt durch eine anscheinend reine Süsswasserfauna (*Paludina*, *Valvata*, *Dreissena*), was für diese Gegend sichtlich eine Ausnahme bezeichnet, aber auch scharf die Warnung ausspricht, generelle Schlüsse über die Vertheilung der Formen (trotz der Tausende von Conchylien, welche

aus dem Diluvium West- und Ostpreussens vorliegen) nicht schon jetzt zu ziehen.

Auch am Gehänge bei Gross-Gartz sehen wir Thon über Geschiebemergel über Sand.

In der Schlucht südwestlich von Klein-Gartz am Wege Gremblin-Eintracht sehen wir den von Geschiebemergel bedeckten Sand unterteuft von grauem Thon bis Fayencemergel, der schon weiter südlich anstand, aber hier zuerst schön aufgeschlossen ist, und wohl der unteren Thonschicht von Fiedlitz entsprechen dürfte.

Südöstlich Klein-Schlantz treffen wir denselben Thon wieder, und am steilen, wenn auch nicht mehr sehr hohen Weichselufer tritt darunter mächtiger Geschiebemergel hervor. Beide lassen sich bis Kniebau bei Dirschau verfolgen[1]). Darüber legt sich auch hier Sand und Grand, der besonders bei Klein-Schlantz mächtig entwickelt ist und, etwa 600 Meter vom Weichselufer entfernt, in einer Grube schön aufgeschlossen ist. Zahllose Nordseemollusken erfüllten denselben hier mit ihren trefflich erhaltenen, meist unzerbrochenen Schalen. Darüber ist Geschiebemergel aufgeschlossen, der an seiner Basis zahlreiche Schalen, meist noch mit Farbenspuren, enthält und der bedeckt wird von rothem Thonmergel. Wir haben also genau das Profil der Gegend von Marienwerder.

Die Zeichnung lässt erkennen, in welcher Weise dieselbe Schichtengruppe an dem Steilufer bei Kniebau hervortritt, um an dem Grundstücke »Zweiter Groschen« durch das Drebeck-Fliess abgeschnitten zu werden. An mehreren Stellen finden sich hier bei Kniebau Meeresconchylien an der Grenze von Sand und bedeckendem Geschiebemergel, und auch noch weiter nördlich in Zeisgendorf und Dirschau finden wir solche im gleichen geologischen Horizont.

So haben wir denn auf eine Erstreckung von 40 Kilometer eine diluviale Schichtengruppe verfolgt. Von den auf Section Marienwerder unterschiedenen Gliedern sind *b*, *e*, *f*, *g* am linken Weichselufer überall, *h* daselbst bei Fiedlitz wiedergefunden; *c*, *x*

---

[1]) Die aus dem Kniebauer Thon hergestellten Ziegel sollen, gleich denen von Ziegelscheune, hell gefärbt sein.

und y, durchweg unbedeutende Schichten, wurden bei der vorläufigen Untersuchung dort nicht aufgefunden; hinzugefügt wurde noch ein unterstes Glied a, der Geschiebemergel von Kl.-Schlanz und Kniebau.

Allgemein verbreitet zeigte sich dabei Nordseefauna, doch in allen Horizonten vermischt mit spärlichen Resten einer arctischen und einer Süsswasserfauna. Die reichsten Fundorte und zugleich die der besterhaltenen Schalen gehören sämmtlich der Grenze von e und f an. Sie finden sich meist in f, doch auch entschieden in e. Da indess auch e noch den conchylienführenden Geschiebemergel x überlagert, so ist dennoch die Ursprünglichkeit der Muschelanhäufung im Sande von Klein-Schlanz noch nicht über allen Zweifel erhaben und bedarf noch näherer Untersuchung.

Festgestellt aber ist, dass alle 3 genannten Faunatypen in tiefliegenden Schichten des Unterdiluviums bereits vorhanden sind, und dass die Nordseefauna im Allgemeinen hier in den tiefsten Schichten am reichsten vertreten ist, so dass möglicherweise hier alle jüngeren Unterdiluvialschichten davon Reste erst auf secundärer Lagerstätte enthalten.

Eine mächtige Schichtenreihe des Unterdiluviums haben wir betrachtet und auf beiden Seiten der Weichsel in ungefähr gleicher Höhe vorgefunden. Wenn das Thal dieses Flusses somit als Erosionsthal erscheint, so bezeichnet die dargestellte Schichtengruppe bei Weitem noch nicht die Basis des Diluviums.

Denn wenn Berendt weiter oberhalb bei Graudenz gleichfalls Nordseefauna unter ähnlichen Verhältnissen beobachtete, wir also die Vertreter unserer Schichtengruppe auch am dortigen Weichselufer voraussetzen dürfen, so verdient Beachtung ein 1881 bei Graudenz für die projectirte Zuckerfabrik auf Kosten der Stadt in der alten breiten Thalrinne gebohrter Brunnen, der nach den mir vorliegenden Proben echte Diluvialschichten (zuletzt Geschiebemergel) bis 62,15 Meter unter der Oberfläche, also bis etwa 35 Meter unter dem Ostseespiegel, antraf, ohne das Diluvium zu durchsinken!

Derart tiefreichendes Diluvium steht nicht isolirt da. Denn nach Lossen [1]) reicht das Diluvium zu Grüna bei Jüterbogk bis

[1]) Der Boden der Stadt Berlin, 1879, p. 804—805.

43 Meter, unweit Rüdersdorf bei Berlin 71 Meter, in Berlin 39 Meter, in Hamburg stellenweise 114 Meter, in Stettin 16 Meter, in Colberg 39 Meter, in Slagelse auf Seeland 98 Meter unter den Meeresspiegel herab; desgl. nach Berendt [1]) zu Spandow bei Berlin 120 Meter unter die Thalsohle, ca. 89 Meter unter den Meeresspiegel.

In West- und Ostpreussen ward Diluvium nach den mir vorliegenden Proben zu Hermannshöhe bei Bischofswerder bis 15 Meter, Tiegenhof im Weichseldelta etwa 100 Meter, Englischbrunnen bei Elbing 116 Meter, zu Mühlhausen bei Elbing 24 Meter, in Königsberg nahezu 58 Meter, Cranz bei Königsberg ca. 28 Meter, Schwarzort auf der kurischen Nehrung ca. 26 Meter, Purmallen bei Memel 64 Meter, Ponnau bei Wehlau 62 Meter und in Tilsit 20 Meter unter den Meeresspiegel hinab durchbohrt.

Wenngleich wir nun von den hieraus abzuleitenden Mächtigkeiten und Massen des Diluviums alle die zahlreichen aufragenden Plateaus, Rücken und Klippen von Tertiär- und älterem Gebirge abzurechnen haben, so bleibt dennoch recht beträchtlich viel für das Diluvium übrig. -- Wir werden uns fragen müssen, ob denn die Ablagerung erratischer Massen nicht vielleicht doch bis in pliocäne Zeiten hinaufreicht? Die Zusammensetzung der jüngsten Tertiärfaunen Italiens scheint dieser Vermuthung nicht gerade zu widersprechen; die Beziehungen erratischer Bildungen zum Pliocän am Südfusse der Alpen werden zwar neuerdings wieder mehrfach bestritten; eine genauere Vergleichung gerade jenes Moränenterrains an den italienischen Seen mit unseren hiesigen Vorkommnissen würde indess vielleicht nicht unwichtige Streiflichter auf beide Gebiete werfen.

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1881, p. 821.

Ueber Kugelsandsteine
als charakteristische Diluvialgeschiebe.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Königsberg i. Ostpr.

(Hierzu Tafel XVIII.)

Im Diluvium Ostpreussens finden sich nicht selten kugelförmige Sandstein-Concretionen, welche durch ihre auffällige Gestalt die Aufmerksamkeit erregen. Bald sind es einfache Kugeln bez. Sphäroide, bald sind 2 solche mit kleinerer oder grösserer Fläche verwachsen. Bei anderen Stücken tritt eine 3. Kugel hinzu, deren Mittelpunkt theils nahezu in der Verbindungslinie der beiden andern Centren liegt, meist aber mit ihnen ein Dreieck bildet. Eine 4. Kugel tritt hinzu, gewissermaassen die Spitze eines Tetraëders bezeichnend, und immer unregelmässiger reihen sich daran eine 5., 6., 7. und folgende Knollen. So entstehen complicirte Gruppen, deren allgemeiner Umriss theils völlig unregelmässig ist, theils einer an sämmtlichen Flächen ringsum mit Kugelcalotten bedeckten kleinen Platte entspricht.

Während andere Concretionen, z. B. die Lösspuppen, die diluvialen Kalkpuppen, die Marlekar und dergl., mehr oder minder unregelmässige Formen aufweisen, setzt sich die Oberfläche aller in Rede stehenden Concretionen aus Kugelflächen zusammen, die natürlich z. Th. durch den Transport abgescheuert sind und auch von vorn herein kleine Abweichungen aufweisen; aber immer ist aufs Deutlichste die Tendenz zur Kugelbildung erkennbar.

Diese Kugeln sind keine modernen oder diluvialen Concretionen, denn der Sand, welcher sie zusammensetzt, ist vom diluvialen Sande wesentlich verschieden. Zwar ragen bisweilen aus

der Oberfläche kleine Granitbröckchen oder andere nur dem Diluvium zukommende Elemente; dieselben sind aber stets nur oberflächlich angekittet, genau so, wie man dies bei den völlig sandfreien silurischen Kalkgeschieben des Diluvialgrandes sehr häufig beobachtet. Unsere Concretionen sind mithin älter und erscheinen im Diluvium als Geschiebe.

Zunächst ist ihre Verbreitung festzustellen, soweit das Material des Provinzialmuseums der Physikalisch-öconomischen Gesellschaft zu Königsberg dies zulässt, wodurch man zugleich eine Uebersicht über das Häufigkeitsverhältniss der einzelnen Formen gewinnt:

Einfache Kugeln besitzen wir mehrfach von Königsberg, ferner von Caymen bei Königsberg, Tilsit, Bludczen bei Goldap, Arys, Eisenberg bei Heiligenbeil (vergl. Fig. 9);

Doppelte Kugeln von Darkehmen, Grunden bei Kruglanken, Bergenthal bei Rössel, Gross-Barthen bei Königsberg, Tilsit, Craussen bei Königsberg, Cranz, Rastenburg (vergl. Fig. 10);

Gruppen von 3 und mehr Kugeln mehrfach von Königsberg, ferner von Tharau, Tilsit, Korblack und Gross-Schönau bei Gerdauen, Arys, Wiesborienen bei Pillkallen, Bludczen bei Goldap, Grabnick bei Lyck, Grunden bei Kruglanken, Bergenthal bei Rössel und ein Stück aus »Litthauen«; alle diese aus Ostpreussen; dagegen nur einen Fund aus Westpreussen von Rosenberg und einen von Bromberg (vergl. Fig. 1, 2, 3, 4, 5);

Gruppen sehr zahlreicher Kugeln von Bischofstein, Bludczen bei Goldap, Siewken bei Kruglanken, Gerdauen, Claussen bei Arys, Andreaswalde bei Lyck, Wiesborienen bei Pillkallen und aus der Gegend von Königsberg; sämmtlich aus Ostpreussen (vergl. Fig. 7 und 11).

Endlich fanden sich Stücke, bei denen die Oberfläche grösserer Kugeln, oder eine Aushöhlung derselben mit zahlreichen kleinen Kugelsegmenten warzenartig bedeckt ist, so bei Darkehmen und an 2 unbekannten Fundorten der Provinz (vergl. Fig. 6 und 8).

Eine Vermittelung dieser Concretionen mit zusammenhängenden Schichten bilden die hin und wieder vorkommenden Bruchstücke von Sandsteinplatten, welche an einer Schichtfläche

oder an beiden mit Kugelflächen besetzt sind. Dergleichen besitzen wir von Gross-Schönau bei Gerdauen, Ragnit, Bergenthal bei Rössel und mehrfach von Königsberg, sämmtlich in Ostpreussen; 2 weitere Stücke sammelte ich zu Bäckermühle und Boggusch bei Marienwerder in Westpreussen.

Aus obiger Aufzählung der Funde geht die nach Osten zunehmende Häufigkeit klar hervor; die Mehrzahl stammt aus dem östlichen Ostpreussen, obwohl gerade dies in unserer Sammlung weniger reich als der westliche Theil Ostpreussens vertreten ist. Dies deutet von vorn herein auf die russischen Ostseeprovinzen als Heimath unserer Kugelgebilde.

Carbonate bilden durchweg das Bindemittel derselben; nur an der Oberfläche sind dieselben meist bis auf ganz geringe Tiefe verschwunden. Das Bindemittel ist stets krystallinisch. Jede Kugel bildet krystallographisch ein Individuum, indem jede Spaltungsfläche als eine gleichmässig einspiegelnde, nahezu vollkommene Ebene erscheint. Die Spaltung erfolgt viel schwieriger als bei reinem Calcit, indem zahllose Sandkörnchen die Spaltfläche unterbrachen; selbstredend lässt sie sich nach allen 3 Flächen des Grundrhomboëders durchführen. Die Spaltungsflächen benachbarter Kugeln liegen verschieden und bilden eine deutliche Kante, welche in der Ebene des beide Kugeln trennenden Einschnittes liegt[1]). Auch in den grösseren Gruppen und im Innern der Platten zeigt sich die nämliche Structur auf den Bruchflächen, welche sichtlich von Spaltungsflächen in grösserer Anzahl, deren jede deutlich glänzt, zusammengesetzt werden. Ein krystallinisches und ein klastisches Gestein durchdringen sich gewissermaassen innig, ohne sich gegenseitig in ihrer Structur zu stören.

Denn auch der Sandstein hat seine ursprüngliche Schichtung vortrefflich erhalten; dieselbe tritt vielfach auch oberflächlich in Folge des verschiedenen Widerstandes gegen Abwaschung deutlich hervor, z. B. bei Fig. 7, 9 und 10. Anderseits sind bisweilen schon beim Transport während der Diluvialzeit die Kugeln ge-

[1]) Die dadurch begründete Vermuthung einer Zwillingsbildung näher zu begründen, war leider nicht möglich.

spalten worden, wie sich an einigen der Gruppen deutlich erkennen lässt.

Wie der im reinen Zustande so flächenreich und scharf krystallisirende Kalkspath im »Krystallisirten Sandstein von Fontainebleau« auf eine der einfachsten Krystallformen herabgesunken ist, und selbst diese ohne scharfe Kanten und Ecken ausbildet, so ist hier die äussere Krystallform völlig unterdrückt durch den als Hemmniss wirkenden Sand und nur die innere Structur hat zur Geltung kommen können.

Die Bildungsweise dürfte einigermaassen der unserer Diluvialsandsteine entsprechen, welche gleichfalls einen durch Carbonate verkitteten, in seiner ursprünglichen Schichtung völlig erhaltenen Sand repräsentiren. Dieselben finden sich nicht selten an sandigen Steilgehängen als lose Blöcke. Da, wo man sie anstehend findet, bilden sie das Dach eines mächtigen Diluvialsandes und liegen unmittelbar unter Diluvialmergel, dessen theilweise ausgelaugter Kalkgehalt in ihnen eine neue Gestalt angenommen hat. Man vergleiche z. B. das Profil *AB* auf der zu der Abhandlung über diluviale Nordseefauna bei Marienwerder gehörigen Tafel XVII dieses Jahrbuches. Das Lösungswasser verdampft offenbar zeitweise in den Sand, der in Folge seiner natürlichen Entwässerung wie eine Höhle wirkt. Selbstredend kann der Niederschlag des Kalkes wohl auch inmitten des Sandes an geeigneten Stellen erfolgen; doch ist offenbar die obere Grenzfläche desselben der im Allgemeinen günstigste Ort zur Abscheidung.

Aehnlich ist auch das Vorkommen krystallisirter Sandsteine. So liegen letztere im Buntsandstein direct unter dem rothen Thonmergel des Röth am Fusse des Geba bei Meiningen[1]).

Weniger deutlich, doch wahrscheinlich ähnlich ist die Lagerung bei anderen Vorkommnissen. Bücking[2]) fand krystallisirten, seines Kalkgehaltes später beraubten Sandstein als Scalenoëder bei Allerheiligen unweit Oppenau im Schwarzwald in den feinkörnigen Lagen der oberen Abtheilung des Unteren Buntsandsteins.

---

[1]) Emmerich, Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. II. 1850, p. 28.

[2]) N. Jahrb. f. Mineralogie 1879, p. 54—55.

Das durch Blum entdeckte Vorkommen gleichfalls entkalkter, aber mit Kalkschalen umgebener Sandsteinskalenoëder am Salzlackenberg bei Ziegelhausen unweit Heidelberg besteht nach Beneke und Cohen[1]) (welche diese Gebilde sehr eingehend beschreiben) aus dichtgedrängten Blöcken, welche etwa 30 Meter unter dem Gipfel liegen und sichtlich einer schwach geneigten Schicht entstammen. Genannte Autoren führen die Entstehung jener Krystalle auf, in einer lockeren Sandanhäufung versiegende, sehr kalkreiche Quellen zurück.

Die Rhomboëder von Fontainebleau liegen nach Delesse[2]) in dem bekannten »Sand von Fontaineblau«, welcher von Süsswasserkalk bedeckt wird. »Gewöhnlich haben sich die Krystalle im Innern des Sandes in Höhlungen, die man Krystallgrotten nennt, gebildet, zuweilen sind sie aber auch in dem Sande selbst entstanden. Wenn sich die Krystalle nicht ausbilden konnten, so hat sich der kohlensaure Kalk in Kugeln zusammengezogen; man sieht häufig solche Kugeln, die sich mitten im Sande gebildet haben; auch können sie unter einander zu traubenförmigen Massen verwachsen.« Hier haben wir also die Beziehungen unserer Kugeln zu den Rhomboëdern direct ausgesprochen. Die Menge des Sandes beträgt in den Krystallen 57—63 pCt., in den Kugeln bis 83 pCt.; das Bindemittel ist kohlensaurer Kalk ohne Beimengung von Magnesia.

Unseren Gebilden verwandt ist auch der »Krystallisirte Sandstein von Perg in Oberösterreich«, der dem Neogen angehört und dessen Bruchflächen als Spaltungsflächen schimmern, obwohl der Sand an Masse weit überwiegt[3]), und der zu Sievering bei Wien im Tertiär vorkommende »Krystallisirte Sandstein«.

Die Rhomboëder von Miechowitz bei Beuthen in Oberschlesien liegen nach F. Römer[4]) in einem trockenen Tertiärsande, der eine

---

[1]) Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Strassburg 1881, p. 302—307.

[2]) Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. V. 1853, p. 600—601.

[3]) v. Hauer, Geologie der österr.-ungar. Monarchie. 2. Aufl. Wien 1878, p. 628.

[4]) Geologie von Oberschlesien 1870, p. 105.

Kluft des Muschelkalkes erfüllt; sie sind zu grösseren Platten verbunden und bilden sogar Zwillinge und Vierlinge.

Auch die Rhomboëder von Brilon in Westfalen gehen nach Lottner[1]) in ganz gerundete und knollige Concretionen über; sie finden sich auf der Sohle von Sandgruben und in Klüften des darunter lagernden devonischen Kalkes.

Sehen wir uns in den Heimathsgebieten unserer Diluvialgeschiebe nach ähnlichen Bildungen um, so finden wir die einzigen Analoga im ostbaltischen Devon, und zwar bezeichnenderweise in der Grenzregion der Dolomit- und unteren Sandsteinetage. Hier ragen sie, nach Grewingk[2]) entweder regellos tropfsteinartig in den unteren Sand hinein, oder sie bilden erbsensteinartige Lagen, oder sie treten ohne Verband als dicht neben einander liegende Knollen und Kugeln auf, die nach oben ganz allmählich in gleichmässiger zusammengesetzte Schichten übergehen. Der späthige Habitus oder die Spaltungsflächen dieses Gesteins sind ein ganz bezeichnendes Merkmal desselben. Grewingk vermisste dieselben dort, wo die Grenzregion der beiden Etagen entblösst war, nie und fand sie auch in den oberen Schichten der unteren Sandsteine an Punkten, wo die Ausbildung von regelmässigen Dolomitbänken fehlt. Als Fundorte werden sowohl die Welikaja Facies (Tscherkassow bei Pskow), als die Dünafacies bei Kokenhusen erwähnt; ferner Mare Camber bei Rönnen und am Goldinger Wasserfall, sowie[3]) 187 Fuss unter der Oberfläche im gleichen geognostischen Horizont zu Rypeiki bei Birsen im Kreise Ponewesch des Gouvernements Kowno. — Aehnliches Material zeigt sich jedoch auch »in der oberen Sandsteinetage (des Devons) dort, wo die Kalkstein- oder Dolomitbildung im Abnehmen begriffen ist«.

In Bezug auf ein zum Vergleich übersandtes Stück von Boggusch bei Marienwerder schrieb Herr Professor Grewingk am

---

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. XV. 1863, p. 242.

[2]) Geologie von Liv- und Kurland. Dorpater Archiv 1. Serie. II. Bd. p. 718 bis 735.

[3]) Sitzungsberichte der Naturforschergesellschaft zu Dorpat vom Januar 1877.

16/6. 1881 gütigst: »Ihr mir zugeschicktes Geschiebe könnte wohl dem Grenzgebiete unterdevonischer Dolomite entstammen, doch kenne ich aus diesem Gebiete keine eigentlichen »Sandsteinplatten«, die auf beiden Schichtflächen mit wallnussgrossen, halbkugeligen Erhöhungen bedeckt sind, sondern mehr freie, kugelige, traubenförmige oder dergleichen Kalksandstücke, die im lockeren Sande lagern und welchen höher aufwärts feste Lager von Sandkalk (oder Dolomit) mit geringer Quantität Sand folgen. Auch finden sich unter unseren Geschieben rothbraune Sandkalkkugeln, deren Herkunft ich nicht genau bestimmen kann, doch nur auf jene Grenzregion zurückzuführen weiss.«

Die chemische Zusammensetzung der devonischen Kugeln ist sehr schwankend, wie folgende 4 durch GREWINGK publicirte Analysen des Baron ROSEN lehren. Es ist No. 36 der oberste, dichte und gleichmässige Theil der Schicht bei Kokenhusen; No. 36[a] ein darunter liegender, fester, dolomitischer Sandmergel von violetter, grünlicher oder gelblicher Farbe, in welchem man auch Kalkspath bemerkt; No. 36[b] und No. 36β ein noch sandigerer Dolomit oder Dolomitsand, der stalaktitisch in den Sand hineinragt.

	No. 36	No. 36[a]	No. 36[b]	No. 36β
Kohlensaurer Kalk	46,20	38,40	16,73	10,18
Kohlensaure Magnesia	34,80	31,20	13,84	6,32
Kohlensaures Eisenoxydul	0,63	0,49	0,19	0,16
Silicate und Quarz	16,03	30,15	69,64	83,32
Wasser	2,58	Spur	Spur	Spur
	100,24	100,24	100,40	99,98

Von unseren ostpreussischen Geschieben analysirte Herr Dr. KLIEN auf meine Bitte eine auf dem Bruch deutliche Spaltflächen zeigende Sandsteinplatte von Königsberg, No. 9461 des Provinzialmuseums (Analyse IV); zum Vergleich setze ich nach BENEKE

und Cohen hierzu Analysen krystallisirten Sandsteins von Tarnowitz[1]) (I und II) und von Brilon (III).

	I	II	III	IV
Kohlensaurer Kalk	34,32	34,76	43,31	34,82
Kohlensaure Magnesia	0,34	0,37	0,36	0,52
Eisenoxyd	0,60	0,75	0,88	1,06 [2])
Sand (in Säure unlöslicher Theil) . .	64,78	64,40	55,52	63,27
Kali, Natron etc.	—	—	—	0,33

Unsere Kugeln stimmen danach in Bezug auf die Menge des Sandes am besten mit den Krystallen von Tarnowitz, den sandigsten Krystallen von Fontainebleau, sowie mit Analyse 36[b]. In Bezug auf Magnesiagehalt bleiben sie weit zurück hinter den Analysen von Kokenhusen, übertreffen dagegen alle anderen. Dieser wenn auch geringe Dolomitgehalt dürfte mit Sicherheit Beziehungen zu echten dolomitischen Kalken erweisen, somit die Abstammung aus dem Devon Liv- und Kurlands wahrscheinlich machen. Da nun aus dolomitischem Kalk kohlensäurehaltiges Wasser anfangs nur Kalkcarbonat löst, so hat die Analyse des ostpreussischen Stückes absolut nichts Befremdliches, deutet vielmehr auf die Bildung in einem Sandstein hin, der von dolomitischem Kalk überlagert oder durchdrungen war, welch letzterer sich bei dem Fortschreiten der Auslaugung mehr und mehr einem Normaldolomit näherte.

Nach den citirten Analysen scheint ein Sandgehalt von ungefähr 63 pCt. am häufigsten vorzukommen; jedenfalls ist derselbe in unseren Kugeln nicht grösser als in manchen auch äusserlich krystallisirten Sandsteinen. Dass bei uns Krystallflächen nicht zur Ausbildung gelangten, dürfte vielleicht durch den Dolomitgehalt

[1]) Dies ist wohl unzweifelhaft der erwähnte Fundort Myslowitz bei Beuthen.
[2]) incl. Thonerde.

bedingt worden sein. Wenn oben gesagt wurde, die ursprüngliche Structur des Sandes sei unverändert erhalten, so ist dies selbstredend cum grano salis zu nehmen. Denn bei einem so hohen Kalkgehalt berühren sich die Körner nicht mehr, wie sie dies unzweifelhaft ursprünglich thaten. Der krystallisirende Kalk hat mithin die Sandkörner um ein Minimum von einander entfernt, aber nach allen Richtungen gleichmässig, so dass die Hauptstructur, insbesondere die Schichtung, erhalten blieb.

Die als wahrscheinlichste Heimath unserer Kugelsandsteine anzusehende Grenzzone des Unter- und Mitteldevon zieht sich auf GREWINGK's Karten von Pskow (Pleskau) nach WSW. über Riga und Goldingen zur Küste, um am Boden der Ostsee vermuthlich in ähnlicher Richtung fortzustreichen. Eine scharf bestimmte Transportrichtung lässt sich mithin für unsere Kugeln keinesfalls erkennen. Ein Ursprung aus einem noch tieferen Horizont ist wohl kaum anzunehmen. Denn da das Untersilur nahezu reine Kalke enthält, so würden ähnliche etwa darunter in cambrischen Sandsteinen sich bildende Kugeln wohl kaum $^1/_2$ pCt. $MgCO_3$ enthalten. Dagegen ist eine theilweise Abstammung aus Oberdevonischen Sandsteinen schon durch GREWINGK's Funde als möglich angedeutet; und es würden insbesondere unter einer Zechsteindecke ganz ähnliche Verhältnisse wie an der Basis des Mitteldevon obwalten, da nach den durch Dr. KLEBS ausgeführten Analysen des Gesteins aus dem Bohrloche zu Purmallen bei Memel auch der ostbaltische Zechstein zwar nicht normaler Dolomit, aber stark dolomitischer Kalk ist, der neben Calcit 14 — 43 pCt. Normaldolomit [zu $2(CO_3)$, MgCa berechnet] enthält[1]).

Den näheren Horizont unbestimmt lassend, müssen wir mithin unsere Kugeln aus devonischen, von dolomitischen Kalken überlagerten Sandsteinen Livlands, Kurlands oder der benachbarten Ostsee ableiten. Ist auch für Ostpreussen somit die Transportrichtung eine wenig genau bestimmbare, so würde doch, wenn gleiche Gebilde in andern Provinzen, z. B. in Schlesien, gefunden

[1]) Vergl. die Analysen der Schichtenproben No. 58 und No. 60 in JENTZSCH, Geolog. Jahresbericht. Schriften d. physikal. ök. Gesellsch. zu Königsberg 1876, p. 167.

würden, die Richtung sich wegen der grösseren Entfernung ziemlich gut erkennen lassen.

Die Farbe unserer Geschiebe ist zumeist hellgrau resp. hellbläulichgrau bis gelblichgrau. Doch kommen auch ziemlich ausgeprägt röthliche bis rothe Farbentöne vor, welche theils in unregelmässigen Flammen, theils oberflächlich zu einer hellgrauen Farbe gebleicht sind. Blassgrünlicher Thon bildet bisweilen, z. B. in dem analysirten Stück, kleine, linsenförmige Einschlüsse.

Der die Carbonate verunreinigende Sand bietet nichts besonders charakteristisches. Es wurden 3 Dünnschliffe solcher Kugelgruppen von Bludczen (bei Goldap, vergl. Fig. 11) (Prov.-Mus. No. 586), von Boggusch und Bäckermühle bei Marienwerder (1881 gesammelt, noch nicht katalogisirt) untersucht. Man sieht die Körner (vergl. die Abbildung) in einer wasserklaren Grundmasse liegen, in welcher 2 vollkommen deutliche Spaltungsrichtungen durch das ganze Gesichtsfeld verlaufen, so dass die Sandkörner als Einschlüsse des Krystalls erscheinen. Eine durch das ganze Gesichtsfeld gleichmässig verlaufende Zwillingsstreifung konnte ich nur in einer Ecke des Präparates von Bäckermühle constatiren.

Die Sandkörner sind ganz vorwiegend Quarz und (mit Ausnahme eines Kornes) optisch einheitlich, also zwischen gekreuzten Nicols jedes Korn nur in einer Farbe leuchtend. Nach Sorby würde dies auf Abstammung aus Graniten oder Gneissen hindeuten, doch kann Rosenbusch die optische Einheitlichkeit der Granit- und Gneissquarze nicht bestätigen[1]). Da für den devonischen Sand die Abstammung aus Finnlands Granit- und Gneissterrain am nächsten zu liegen scheint, die optisch complexe Structur vieler Granitquarze aber allgemein bekannt ist, so dürfen wir vielleicht darauf schliessen, dass bei der Sedimentbildung nicht nur das Gestein, sondern auch die einzelnen Mineralkörner mechanisch zerkleinert (zerstückelt) werden.

Zum Unterschiede von den Quarzen krystallinischer Gesteine zeigen die vorliegenden nicht einen in verschiedenen glänzenden Farben regenbogenartig hervorleuchtenden Rand, sondern um den

---

[1]) Referat im N. Jahrb. f. Mineralogie 1880. I. p. 218.

glänzend farbigen Kern einen matten, weisslichtrüben oder doch wesentlich schwächer gefärbten Rand. Diese für den ersten Anblick auffällige Abweichung wird sehr einfach hervorgerufen durch die mit der Abrollung des Kornes verbundene Trübung der Oberfläche. Ungetrübt durchsichtig ist eben nur der in der Mitte liegende, frisch angeschliffene Theil. — Die Mehrzahl der Quarze ist ziemlich arm an Flüssigkeitseinschlüssen, während einzelne eine sehr grosse Fülle solcher aufweisen. Einzelne Körner sind ausgezeichnet durch fast farblose, sehr dünne Nadeln, welche bis 0,1 Millimeter Länge, aber höchstens 0,0005 Millimeter Dicke erreichen; jede der Nadeln steckt unabhängig von ihrer Nachbarin und von anderem Punkte ausgehend, nach einer anderen Richtung im klaren Quarz; meist sind diese Nadeln gerade, doch kommen auch knieförmig gebogene resp. verwachsene vor.

Neben Quarz sind Orthoklas und Glimmer (Kali- und Magnesiaglimmer) in jedem Präparate vorhanden, doch sehr spärlich; Plagioklas beobachtete ich nur in dem Stück von Bäckermühle; ausserdem kommen hin und wieder Körnchen eines grünen, Glaukonit-ähnlichen Minerals vor.

Die Sandkörner sind trotz ihrer Abrollung mehr oder minder eckig; ihr Durchmesser beträgt bei den Stücken von Bäckermühle und Bludczen meist 0,10—0,15 Millimeter, bei einzelnen länglichen Körnern bis 0,35 Millimeter; die Sandkörner von Boggusch sind gröber, meist von 0,20—0,30 Millimeter, viele bis 0,40 Millimeter, einzelne bis 0,75 Millimeter Durchmesser.

Durch Behandlung mit verdünnter, kalter Salzsäure zerfallen die Kugeln und der zurückbleibende Sand lässt die gleichen Verhältnisse wie in den geschilderten Präparaten, nur weniger deutlich, erkennen. Das Material des analysirten Stückes von Königsberg besitzt Körner von meist 0,2—0,3 Millimeter; Feldspath ist etwas reichlicher als sonst vorhanden, und schon mit blossem Auge bemerkt man keineswegs seltene Blättchen von silberhellem Glimmer. Ein ausgeprägt krystallinisch spaltendes, knolliges Stück von Andreaswalde bei Lyck hinterlässt bei gleicher Behandlung fast reinen Quarzsand von durchschnittlich etwa 0,07—0,12 Millimeter (zumeist 0,1 Millimeter) Durchmesser.

Erklärung der Tafel.

<table>
<tr><td>Fig. 1.</td><td>Von Bromberg. Prov.-Mus. No. 7394.</td><td rowspan="11">Kugelsandsteine in 1/2 natürlicher Grösse.</td></tr>
<tr><td>Fig. 2.</td><td>Von Grossschönau bei Gerdauen. Prov.-Mus. No. 11564.</td></tr>
<tr><td>Fig. 3.</td><td>Rombinus bei Tilsit. Prov.-Mus. No. 11565.</td></tr>
<tr><td>Fig. 4.</td><td>Tilsit. Prov.-Mus. No. 6962.</td></tr>
<tr><td>Fig. 5.</td><td>Tharau. Prov.-Mus. No. 11566.</td></tr>
<tr><td>Fig. 6.</td><td>Darkehmen. Prov.-Mus. No. 6681.</td></tr>
<tr><td>Fig. 7.</td><td>Bischofstein. Prov.-Mus. No. 7771.</td></tr>
<tr><td>Fig. 8.</td><td>Provinz Preussen. Prov.-Mus. No. 91a.</td></tr>
<tr><td>Fig. 9.</td><td>Bludczen bei Goldap. Prov.-Mus. No. 11567.</td></tr>
<tr><td>Fig. 10.</td><td>Darkehmen. Prov.-Mus. No. 7.</td></tr>
<tr><td>Fig. 11.</td><td>Bludczen bei Goldap. Prov.-Mus. No. 586.</td></tr>
<tr><td>Fig. 12.</td><td>Quarzkörner, in Calcit eingewachsen, 40/1 natürlicher Grösse.</td><td rowspan="2">Vergrössert nach dem Dünnschliff eines Kugelsandsteines von Boggusch bei Marienwerder. Prov.-Mus.</td></tr>
<tr><td>Fig. 13.</td><td>Flüssigkeitseinschlüsse, gerade und knieförmige Nadeln aus Quarz, in 1000/1 natürlicher Grösse.</td></tr>
</table>

Ein Tiefbohrloch in Königsberg.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Königsberg i. Ostpr.

Im Hofe der Kürassier-Kaserne zu Königsberg, am Tragheimer Thor, wenige Schritte westlich vom Hauptportal der Kaserne wurde im Jahre 1882 das erste der von der Königlichen Intendantur in einer Conferenz am 4. Juni 1881 mit dem Civilingenieur Veitmeyer und dem Professor Dr. Berendt als Vorarbeiten für eine einheitliche Wasserversorgung der militairfiskalischen Etablissements Königsbergs vereinbarten Reihe von Tiefbohrungen durch den hiesigen Bohrmeister Quaeck ausgeführt. Es wurde ohne Wasserspülung mit Löffeln am Drahtseil, gebohrt; die Kosten betrugen rund 11 000 Mark. Begonnen December 1881, musste eines Unfalles wegen das erste Bohrloch aufgegeben werden, wodurch eine Verzögerung von circa 6 Wochen entstand. Am 18. April ward die Bohrung bei 94,85 Meter Tiefe eingestellt. Die erste Röhrentour hat 6 Zoll Weite; die zweite, von 4 Zoll, reicht bis 71 Meter; von da ab steht das Bohrloch ohne Röhren. Ein früher in geringer Entfernung gestossenes Bohrloch (No. I.) traf z. Th. dieselben Schichten in gleicher Tiefe; z. Th. aber zeigt sein Profil schwer deutbare Abweichungen, die unten bemerkt sind. Unweit der Kaserne liegt das Strassenpflaster des Mitteltragheims nach dem städtischen Nivellement 74 Fuss hoch; da an dieser Stelle das Terrain fast horizontal liegt, so ist die Terrainhöhe des Bohrlochs zu 23—24 Meter anzunehmen; in den unten folgenden Vergleichungen nehmen wir 23 Meter an. Wir geben zunächst die

Bohr-Tabelle.

Mächtigkeit	Gesteins-Beschaffenheit nach Angabe des Bohrobmannes	Tiefe in Metern von — bis	Gesteins-Beschaffenheit nach Bestimmung des Dr. JENTZSCH	Tiefenangabe der im Prov.-Museum aufbewahrten Bohrproben	Formationsangabe	Organische oder sonstige Einschlüsse	Bemerkungen
7,0	Unbekannt (Gemauerter Brunnen)	0—7			Diluvium		
9,0	Kies	7—16	Grandiger Sand bis feiner Grand	7—15m (7 Proben)	»		Wasserstand 8m unter der Oberfläche [Bohrloch I. ergab von 9—12m Geschiebemergel, 12—14,5m Grand]
			Gerölle	15—16m	»	Granit, Silur etc.	
25,60	Letten	16—41,60	Typischer grauer Geschiebemergel	16—23m (8 Proben)	»		Der Wasserstand sinkt; bei 35m Tiefe liegt er 12m u. d. O. [Bohrloch No. I. ergab von 14,5—27m Geschiebemergel, 27—27,5m Spathsand mit übelriechendem Wasser]
			Desgl. schwach bräunlich	23—25m (2 Proben)			
			Desgl. grau und typisch	25—37m (12 Proben)			
			Desgl. bräunlich	37,0—41,6m			
0,10	Sandschicht	41,60—41,70	Die Probe entspricht mehr einem sandigen Geschiebemergel; doch könnte wohl bei einer so dünnen Schicht durch das Bohrverfahren die Probe verunreinigt sein	41,60—41,70m	»		
2,75	Schluff	41,70—44,45	Grauer typischer Geschiebemergel	41,7—43,7m (3 Proben)	»		
			Brauner geschiebeführender Diluvialmergel, mit vielen milchigen Tertiärquarzen u. glimmerreichen hellgrauen Schlieren; sichtlich reich an Tertiärmaterial, doch noch entschieden Diluvial; Kalkgehalt normal	43,7—44,0m			
			Desgl. bräunlichgrau	44,0—44,45m			
0,45	Grüner Sand	44,45—44,90	Grünsand, mit HCl mässig brausend	44,45—44,90m	»		Als umgelagertes Tertiär zu betrachten

Mächtigkeit	Gesteins-Beschaffenheit nach Angabe des Bohrobmannes	Tiefe in Metern von — bis	Gesteins-Beschaffenheit nach Bestimmung des Dr. Jentzsch	Tiefenangabe der im Prov.-Museum aufbewahrten Bohrproben	Formationsangabe	Organische oder sonstige Einschlüsse	Bemerkungen
0,15	Steinstreifen mit Letten	44,90—45,05	Grand; mit krystallinischen, Silur- und Kreidegeschieben, und mit vielen Tertiärquarzen	44,90—45,05^{m}	Diluvium		Wasserstand 8^{m} unter der Oberfläche
7,65	Grüner Sand	45,05—52,70	Reingewaschener Quarzsand mit deutlichen, nicht zu sparsamen Glaukonitkörnern; kalkfrei, grünlichgrau	45,05—52,70^{m} (7 Proben)	Unter-Oligocän		»
5,07	Blauer Sand mit Thonstreifen	52,70—57,77	Desgl. mit lehmigen bezw. bindigen Stücken, die sichtlich Bruchstücke dünner Bänke im Sand sind; die tieferen könnten wohl auch einer zusammenhängenden Bank angehören, so dass der Sand nur Nachfall wäre. Die lehmigen Stücke sind kalkfrei, dunkelgrau mit chromgrünen Streifen, und entsprechen der zu Geidau bei 46,86 bis 56,68^{m} durchbohrten »Glaukonit-Erde« Berendt's (in litteris)	52,7—56,0^{m} (4 Proben)	»		»
			Ebensolcher Lehm, etwas thoniger und fester, mit einzelnen Streifen braunen, thonigen Lettens	56,0—57,77^{m}			
9,68	Feste grüne Erde (Steine)	57,77—67,45	Hellgrauer, kalkfreier fester Letten mit kleinen Schüppchen von hellem Glimmer; völlig gleich den Schichten von Markehnen bei 92—110,9^{m} und von Geidau bei 87,5—109,4^{m}	57,77—67,45^{m} (11 Proben)	»	Bei 62,40—65,0^{m} steinartig harte Concretionen: Grau mit intensiv grünen Adern; Quarze reichlich eingesprengt. Die Knollen gleichen völlig denen von Markehnen aus »ca. 90^{m} Tiefe« und einer solchen von Geidau, bezeichnet »bis zu 92^{m} Tiefe«	»

Mächtigkeit	Gesteins-Beschaffenheit nach Angabe des Bohrobmannes	Tiefe in Metern von — bis	Gesteins-Beschaffenheit nach Bestimmung des Dr. Jentzsch	Tiefenangabe der im Prov.-Museum aufbewahrten Bohrproben	Formationsangabe	Organische oder sonstige Einschlüsse	Bemerkungen
0,39	Steine	67,45—67,84	Aehnliche, doch etwas gröber-sandige Knollen; bei qualitativer Prüfung ergiebt sich ein entschiedener, doch nicht hoher Gehalt an Phosphorsäure; neben Quarzen sind glänzende schwarze Körner reichlich eingestreut, von denen einige die Gestalt abgerollter Fischzähne besitzen. Wir haben somit eine Art Bonebed, welches die Grenze zweier Etagen auch hier bezeichnet. — Ein Knollen ist Schwefelkies mit zahlreich eingesprengten Quarzen; Krystallform und specifisches Gewicht sind nicht bestimmbar; nach der Farbe ist es Markasit.				Wasserstand 8^{m} unter der Oberfläche
14,01	Sand	67,84—81,85	Feinkörniger Grünsand, getrocknet grau; mit HCl deutlich brausend; mit spärlichen Schüppchen von hellem Glimmer; den Schichten von Markehnen 110,9—126,2^{m} ähnlich, doch ein wenig grobkörniger u. ohne Concretionen; von den Proben aus Geidau 110,5—119,6^{m} nur durch ein wenig gröberes Korn unterschieden. — Die tiefste Probe (80^{m}) braust nur schwach mit HCl	67,84—81,85^{m}	Senon	Foraminiferen, insbesondere gerippte grosse Nodosarien spärlich bei 69^{m}, reichlich bei 70^{m}, 71^{m}, 73^{m}, 74^{m}, 75^{m}, 76^{m}, 77^{m}, 78^{m}, 79^{m}, unbestimmbare Conchylienstücke bei 78^{m} und 79^{m}; Fragment eines Belemniten bei 75^{m}, einer *Belemnitella mucronata* bei 78^{m}	»

Mächtigkeit	Gesteins-Beschaffenheit nach Angabe des Bohrobmannes	Tiefe in Metern von — bis	Gesteins-Beschaffenheit nach Bestimmung des Dr. Jentzsch	Tiefenangabe der im Prov.-Museum aufbewahrten Bohrproben	Formationsangabe	Organische oder sonstige Einschlüsse	Bemerkungen
0,40	Fester dunkler Thon	81,85—82,25	Lettenartig feinkörniger, geschichteter Sandstein; glaukonitisch, mit vielen weissen Glimmerblättchen; nicht mit HCl brausend	81,85—82,25^{m}	»	Eine Fischschuppe	»
0,75	Sand	82,25—83,0	Grünsand, an Feinheit den Thierenberger Proben entsprechend. Darin eine der »harten Kreide« ähnliche Knolle	82,25—83,0^{m}	»		
0,70	?	83,0—83,7	?		»		
0,25	Steine	83,70—83,95	Harte Kreide, sehr schwach mit HCl brausend	83,70—83,95	»		
1,05	Fester Boden	83,95—85,0	Hellgrauer, zerreiblicher Grünsand, nur sehr schwach mit HCl brausend; wie alle feinsandigen Kreideschichten hellen Glimmer führend	83,95—85,0	»		
0,60	?	85,0—85,6	?		»		

Mächtigkeit	Gesteins-Beschaffenheit nach Angabe des Bohrobmannes	Tiefe in Metern von — bis	Gesteins-Beschaffenheit nach Bestimmung des Dr. JENTZSCH	Tiefenangabe der im Prov.-Museum aufbewahrten Bohrproben	Formationsangabe	Organische oder sonstige Einschlüsse	Bemerkungen
0,70	Steine	85,6—86,3	Typische harte Kreide, mit HCl nicht brausend	85,6—86,3^{m}	Senon	Verkieselte Spongitarien	
0,60	Fester Thon	86,3—86,9	Wie von 83,95 bis 85,0^{m}	86,3—86,9^{m}	»		
	Steine	86,9—87,25	Typische harte Kreide, z. Thl. sichtlich von zerbrochenen Knollen herrührend	86,9—87,25^{m}	»	Verkieselte Spongitarien; ein Bruchstück von *Belemnitella mucronata* mit Anfang der Alveole	
2,90	Thon mit Steinen		Wie von 83,95 bis 85,0^{m}, doch ein wenig lebhafter mit HCl brausend	88^{m}	»	Ein Stück harte Kreide mit verkieselter Spongie	
	Steinstreifen		Sehr feinkörniger Grünsand, vollkommen bindig, doch ein wenig gröber als der vorige; mit HCl lebhaft brausend; dazwischen harte Kreide	89^{m}	»	*Belemn. mucronata* mit Anfang der Alveole; harte Kreide mit Spongitarien	

Mächtigkeit	Gesteins-Beschaffenheit nach Angabe des Bohrobmannes	Tiefe in Metern von — bis	Gesteins-Beschaffenheit nach Bestimmung des Dr. JENTZSCH	Tiefenangabe der im Prov.-Museum aufbewahrten Bohrproben	Formationsangabe	Organische oder sonstige Einschlüsse	Bemerkungen
0,30	Fester Stein	89,80—90,10	Typische harte Kreide, durchweg Bruchstücke; demnach von einer Schicht oder einer sehr grossen Knolle herrührend	89,80—90,10^{m}	Senon	Kleines Fragment einer verkieselten Spongie	
0,10	Schluff	90,10—90,20	Getrocknet: hellgrauer Kreidemergel	90,10—90,20^{m}	»		
0,10	Steine	90,20—90,30	Harte Kreide; mit HCl im Innern schwach, in den äusseren weicheren Theilen ziemlich lebhaft brausend	90,20—90,30^{m}	»	Eingewachsen ein Fragment des Alveolartheiles von *Belemnitella mucronata*	
0,15	Schluff	90,30—90,45	Hellgrauer Kreidemergel, thonartig fest und hart	90,30—90,45^{m}	»		
0,27	Steine	90,45—90,72	Harte Kreide	90,45—90,72^{m}	»		
0,11	Thonstreifen	90,72—90,83	Dunkler grauer, schwach brausender thonähnlicher Kreidemergel	90,72—90,83^{m}	»		

Mächtigkeit	Gesteins-Beschaffenheit nach Angabe des Bohrobmannes	Tiefe in Metern von — bis	Gesteins-Beschaffenheit nach Bestimmung des Dr. JENTZSCH	Tiefenangabe der im Prov.-Museum aufbewahrten Bohrproben	Formationsangabe	Organische oder sonstige Einschlüsse	Bemerkungen
0,42	Schwefelkies und Steine	90,83—91,25	Harte Kreide; einzelne Stücke bilden unregelmässig warzige Knollen; Schwefelkies ist in der Probe nicht vorhanden	90,83—91,25ᵐ	Senon	2 lose Belemniten-Bruchstücke; ein irregulär cylindrisches Stück erinnert an *Spongites Saxonicus*	Der Bohrobmann giebt mündlich zu, dass er den Namen Schwefelkies nur nach Gutdünken den Knollen beigelegt habe
0,18	Feiner Sandstreifen	91,25—91,43	Hellgrauer, staubartig feiner Grünsand, mit HCl mässig brausend	91,25—91,43ᵐ	»		Wasserstand 8ᵐ unter der Oberfläche
0,87	Grauer sandiger Thon	91,43—92,30	Sandiger Kreidemergel, getrocknet hellgrau	91,43—92,30ᵐ	»		
0,17	Dasselbe mit Sandstreifen	92,30—92,47	Desgl.; dabei harte Kreide. Bei Behandlung des Kreidemergels mit HCl bleibt ein deutlich grün gefärbter Sand zurück, dessen Quarze und Glaukonite meist zwischen 0,05 und 0,10ᵐᵐ im Durchmesser schwanken	92,30—92,47ᵐ	»	*Belem. mucronata*; Spongie; zwei Stückchen Bivalvenschale, deren eines ein radialgestreifter sehr kleiner Pecten zu sein scheint	Wasserstand 6,50ᵐ unter der Oberfläche
0,69	Kreideformationszone	92,47—93,16	Weisse Schreibkreide	92,47—93,16ᵐ	»		Tags vorher hatte ich dem Bohrobmann mitgetheilt, dass das Bohrloch in der Kreideformation stände
0,25	Steine	93,16—93,41	Feuersteinähnliche Varietät der harten Kreide, in einzelnen Stücken mit der weichen weissen Kreide fest verwachsen	93,16—93,41ᵐ	»		Wasserstand 5,10ᵐ unter der Oberfläche
0,89	Wieder weisser Thon	93,41—94,30	Weisse Schreibkreide	93,41—94,30ᵐ	»		»
0,25	Steine	94,30—94,55	Feuersteinähnliche harte Kreide, z. Thl. echter dunkelbraungrauer Feuerstein	94,30—94,55ᵐ	»	Eine lose *Belemnitella mucronata*	»
0,11	Sandstreifen	94,55—94,66	Loser Grünsand, ziemlich feinkörnig, mit HCl stark brausend	94,55—94,66ᵐ	»		»
0,19	Thon	94,66—94,85	Ebenso, doch feinkörniger und deshalb bindig	94,66—94,85ᵐ	»		»

Die durchbohrten Schichten der Kreideformation sind durchweg der Mukronatenkreide zuzurechnen. Die schon früher festgestellte Thatsache, dass Feuerstein und die verschiedenen Abstufungen der als »harte Kreide« bekannten Diluvialgeschiebe kieselige Concretionen innerhalb der weissen Kreide und der verschiedenen Abstufungen glaukonitischen Kreidemergels bilden, — diese Thatsache kann durch vorliegendes Profil nur aufs Neue bestätigt werden. Ebenso wird aufs Neue dargethan, dass in Ostpreussen weisse Kreide mit Feuerstein durch 24 Meter mächtigen Grünsandmergel mit Belemniten überlagert wird.

Nachschrift.

Von dem aus 71 — 94 Meter Tiefe aufsteigenden Wasser wurde nach dreitägigem Abpumpen eine Probe entnommen und durch Herrn Corpsstabs-Apotheker Peise analysirt. Nach gütiger Mittheilung des Herrn Generalarztes Dr. Loewer ergab die Analyse in 100000 Theilen:

2,01 sogenannte organische Substanz (äquivalent 0,402 Kaliumpermanganat) und 1,065 Chlor; dagegen fehlen Schwefelsäure und alle Stickstoffverbindungen (Ammoniak, salpetrige Säure, Salpetersäure). Die absolute Härte nach Clark beträgt 7,8 Grad. Das Wasser erwies sich als klar, farb- und geruchlos und von reinem Geschmack.

Hiernach ist das Wasser eines der besten Trinkwässer Königsbergs. Der geringe Gehalt an organischer Substanz war vorauszusehen. Hervorzuheben ist dagegen die äusserst unbedeutende Menge Chlor, da anderwärts [1]) die Kreide Ost- und Westpreussens, sowie anderer Provinzen mehrfach salzhaltige Wässer hervortreten lässt.

[1]) Jentzsch, der Untergrund des norddeutschen Flachlandes. Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, 1881, p. 50.

Die Steinkohlen-führenden Schichten bei Ballenstedt am nördlichen Harzrande.

Von Herrn **Ch. E. Weiss** in Berlin.

Zu den Randbildungen des Harzes gehören als älteste Glieder das Rothliegende und gewisse kohleführenden Schichten, welche sowohl am Süd- als am Nordrande auftreten. Diese letzteren, deren wichtigstes Vorkommen das bei Ilefeld ist, sind früher allgemein als zur Steinkohlenformation gehörig betrachtet, später aber bei Erscheinen der ersten Lieferung der geologischen Specialkarte von Preussen als unterstes Glied zum Rothliegenden gezogen worden und es entsteht die Frage, wie man die Stellung dieser Schichten und der ähnlichen bei Grillenberg (Blatt Wippra) am Südrande und bei Meisdorf und Opperode bei Ballenstedt am Nordrande zu deuten habe. Auf diese 3 Punkte beschränkt sich das Vorkommen von Steinkohle-führenden Schichten am Harz.

Was Ilefeld anbelangt, so hatten F. A. Römer (Beitr. zur Kenntniss des nordwestl. Harzgebirges, IV. Abth., 1860) und dann Geinitz (Steinkohlen Deutschlands u. a. Länder, I. Bd., 1865, S. 104) die dort vorgefundene Flora näher bestimmt. Der letztere Autor gelangt zu einem Verzeichnisse von 47 Pflanzenarten wie folgt:

Calamites Suckowi, *cannaeformis*, *approximatus*; *Annularia longifolia*, *sphenophylloides*, *microphylla* Röm.; *Sphenophyllum emarginatum*, *saxifragaefolium*, *oblongifolium*; *Sphenopteris artemisiaefolia* St., *cristata* Brg., *integra* Germ.; *Schizopteris Gutbieriana*; *Neuropteris auriculata*, *gigantea*, *Loshi*, *heterophylla*, *mirabilis* Rost., *Regina* Röm., *densifolia* Röm.; *Cyclopteris trichomanoides*, *flabellata*,

obovata Röm.; *Dictyopteris Brongniarti*; *Odontopteris hercynica* Röm., *Schützei* Röm.; *Cyatheites dentatus*, *abbreviatus*, *Miltoni*, *argutus* Brg., *arborescens*, *Candolleanus*, *oreopteroides*; *Alethopteris aquilina*, *pteroides*, *Pseudo-Bucklandi*, *longifolia* Presl sp.; *Selaginites Erdmanni*, *Sigillaria Presliana* Röm. (= *Sigillaria Brardi* var. *approximata* Sterzel), *carinata* Röm., *subsulcata* Röm., *distans* Gein.; *Cordaites principalis*, *Nöggerathia Beinertiana*, *crassa* und *sulcata* Röm. —

Dieses Verzeichniss konnte an der Ueberzeugung, dass die Schichten zur Steinkohlenformation zu stellen seien, nichts ändern, und es wurde die Flora auch in der That besonders mit jener von Wettin verglichen.

Es waren wesentlich geologische Gründe, welche bei der Kartirung der Gegend von Ilefeld die kohleführenden Schichten zum Rothliegenden zu bringen bewogen haben. Denn, da sie einen nur unbedeutenden Schichtentheil an der Basis eines mächtig entwickelten Rothliegenden bilden, so erscheint die Einreihung in das Letztere als etwas sehr Naturgemässes. Die Lagerung ergiebt mit Nothwendigkeit, dass, falls man sie nicht in das Rothliegende klassificirt, sie nur dem alleroberstten Theile der Steinkohlenformation zugezählt werden können. — In neuester Zeit nun, wo die Aufmerksamkeit sich mehrfach den an der Grenze von Steinkohlenformation und Rothliegendem befindlichen Schichten zugewendet hat, hat sich auch gleichzeitig ein so inniges Ineinandergreifen der Floren herausgestellt, dass beide sogenannten Formationen durch Milchfloren verbunden werden und man die einmal in die Wissenschaft eingeführte Grenze nur durch den mehr oder weniger nach irgend einer Seite hin sich neigenden Charakter der Flora palaeontologisch festsetzen kann. — Was aber die Flora von Ilefeld angeht, so würde eine erneute Revision derselben, bei der grossen Aehnlichkeit so mancher der carbonischen und permischen Pflanzen, danach möglicher Weise eine grössere Uebereinstimmung mit rothliegenden Floren ergeben, als es augenblicklich scheint, und eine solche erneute Untersuchung wäre von Interesse. Nach eigenen Funden kann ich der obigen Flora das Vorkommen von *Walchia piniformis* hinzufügen.

Bei der geologischen Aufnahme der Gegend von Grillenberg bestätigte sich die Aehnlichkeit mit den Schichten bei Ilefeld durch das Vorkommen von *Stigmaria ficoides* in den alten Halden der dortigen Kohlenbauversuche, sowie von *Neuropteris flexuosa, angustifolia, auriculata* GEIN., einer *Cyclopteris, Dictyopteris* cf. *neuropteroides, Pecopteris pteroides,* cf. *Callipteridium connatum* RÖM. sp., *Cordaites borassifolius* u. a. in rothen etwas sandigen Schieferthonen an der Strasse nach Wippra, zwischen Thonschieferconglomerat, das unmittelbar auf Thonschiefer liegt.

Beide Stellen liegen ganz an der Basis des Mansfelder Rothliegenden. Die Zusammensetzung der Schichten ist nicht die gleiche wie bei Ilefeld, wie ja auch das Rothliegende hier petrographisch recht verschieden ist. Allein hierauf ist ein Werth bei der Bestimmung des Alters der Schichten nicht zu legen, da wir es dabei mit Formationen zu thun haben, welche je nach den Gebieten sehr veränderlich erscheinen.

Das Mansfelder Rothliegende zieht um die südöstliche Spitze des Harzes herum bis in die Gegend von Ballenstedt, wo besonders noch grobe Quarzitconglomerate mit wohlgerundeten, an der Oberfläche roth gefärbten Quarzitgeröllen die gleiche Beschaffenheit wie im Mansfeldischen zeigen.

Kohlenführende Schichten treten auch hier wieder an der Basis des Rothliegenden auf und haben bei Meisdorf (Blatt Pansfelde) und bei Opperode (Blatt Ballenstedt) früher zu Bergbau Anlass gegeben. Diese gliedern sich nach den Angaben von HOFFMANN (s. Text zu Blatt Pansfelde) so, dass zuunterst die unteren Conglomerate, den obigen Quarzitconglomeraten (früher Hornquarz-Conglomerate) täuschend ähnlich und nach unten in rothe, feinkörnige Sandsteine und Schieferletten übergehend, auftreten. Darauf folgt eine bis zu 48 Meter starke Zone von Schiefern mit dem Kohlenflötze, dieses 5—8 Decimeter mächtig, Schieferkohle mit 8 — 10 Centimeter Schiefermittel und hierüber die Dachschale d. i. bis 1 Meter mächtiger Brandschiefer, zuweilen mit schwarzem hornsteinähnlichen Gestein nebst unreinem Kalkstein. Auf diesen lagern 4,2 — 10,5 Meter mächtige Schiefer-

thone, welche an Pflanzen-Abdrücken reich sind, bedeckt von einer 2 Meter starken Bank Kohlensandstein. Nach oben schliessen bläulichgraue und rothe Schieferthone nebst feinkörnigem, glimmerigen Sandstein diese Zone ab. Obere Conglomerate auf ihr ähneln den nur etwas grobstückigeren Quarzitconglomeraten sehr. Bei Opperode fallen die Schichten N. und NO. unter 15 bis 20°.

Die hangenden Schieferthone des Kohlenflötzes sind für die palaeontologische Untersuchung die wichtigen Schichten, da aus ihnen die Reste herrühren, welche theils einige Angaben in der Literatur veranlasst haben, theils auch noch in alten Sammlungen aufbewahrt werden. Leider sind namentlich die Handstücke, welche bis jetzt dem Verfasser zugänglich waren, sehr spärlich geblieben und beschränken sich auf einige Stücke der Halleschen Universitätssammlung (von meinem Freunde Prof. C. von Fritsch geliehen) von Meisdorf und mehrere andere der Schlotheim'schen Sammlung in der Universität zu Berlin (von Geh. Rath Beyrich zur Benutzung gegeben) von Opperode. Erstere, von Meisdorf, zeigen die Abdrücke in grauem Schieferthon, der nur einmal etwas röthlich ist und wovon mehrere Exemplare auch Anthracosien führen. Letztere, von Opperode, sind sämmtlich ziemlich dunkel graurother, fast violetter, etwas glänzender, krummflächiger Schieferthon.

Was sich an bestimmbaren Resten vorfand, ist Folgendes.

A. Von Meisdorf:

1) *Sphenopteris erosa* Morris (Brongniart in: Murchison, Verneuil et Keyserling, géologie de la Russie d'Europe vol. II, p. 8, Taf. C, Fig. 3a und b). Zwei Stücke, deren Abdrücke der citirten Art, besonders Fig. 3b, so ähnlich sind, dass trotz Unvollständigkeit der russischen Exemplare an der Identität nicht wohl zu zweifeln ist. Hierbei muss jedoch die Gutbier'sche Art (Verst. d. Rothl. Taf. VIII, Fig. 8) ausgeschieden bleiben, welche nur in ganz schlecht erhaltenen Fiedern, wo fast nur die Nervation hinterlassen ist, nicht aber in solchen, die die Umrisse zeigen, Aehnlichkeit mit der russischen zeigt. Ausser *Sph. erosa* liesse sich höchstens *Sphenopteris hymenophylloides* Weiss aus dem Rothliegenden von Wünschendorf in Betracht ziehen,

allein die kleineren Blättchen, die echt fiederspaltigen Fiederchen mit viel kürzeren Lappen unterscheiden *erosa* von der letzteren Art. — Die Halleschen Exemplare sind mit beigefügten Zetteln und der Bezeichnung *Sphenopteris artemisiaefolia* versehen, worauf wohl gewisse Angaben in der Literatur zurückzuführen sind; indessen ist die Fiedertheilung viel zu fortgeschritten, die Blättchen und Zipfel zu schmal, als dass man diese Art für ident halten dürfte.

2) Mehrere Exemplare vom Typus der *Sphenopteris germanica* WEISS (Flora von Wünschendorf Taf. I, GUTBIER's *Sphen. dichotoma* l. c. Taf. VIII, Fig. 7), jedoch allerdings kleiner und zarter, gleichwohl im Uebrigen jener durchaus entsprechend, daher nur als Varietät zu betrachten.

3) *Callipteris catadroma* WEISS (Flora d. jüngst. Stk. u. d. Rothl. im Saar-Rheingebiete Taf. IV u. V, Fig. 4, sowie Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. 1870, Taf. XX, Fig. 3) s. Holzschnitt Fig. 1. Abweichend nur durch ein vollständig abgesondertes, schmales, abgerundetes Oehrchen am Grunde des Fiederchens statt jenes halb herzförmigen Lappens in den älteren Figuren. Es ist offenbar ein etwas tiefer stehendes Fiederstück, während jenes aus dem Saar-Rheingebiete der Spitze einer Fieder angehörte. Fiederchen oblong, gegen den Grund zusammengezogen und darin die *Callipteris*-Nervation bis auf sehr wenige (einen?) neben dem Hauptnerven aus der Spindel entspringende Seitennerven reducirt, daher *Sphenopteris*-artig; Rand gekerbt bis wellig, Seitennerven vorzugsweise in die Kerben verlaufend. Diese Art ist als ein Glied einer Reihe von Formen zu betrachten, welche mit *Callipteris conferta* subsp. *obliqua* GÖPP. beginnt, durch sich einstellende Kerbung des Randes sich weiter verändert (wozu dann *Hymenophyllites semialatus* GEIN. gehört), endlich durch allmähliche Absonderung eines Oehrchens am äusseren unteren Ende des Fiederchens vermittelst einer Anzahl noch unbeschriebener Varietäten oder Subspecies bis zu *Sphenopteris Naumanni* GUTB. fortsetzt, die STERZEL bereits zu *Callipteris* stellt.

Nur der Einreihung von *Sphenopteris erosa* MORRIS nach STERZEL (Palaeontol. Charakter d. oberen Steinkohlenform. u. d.

Rothlieg. im erzgebirgischen Becken, VII. Ber. d. Naturwiss. Ges. zu Chemnitz 1881, S. 103) kann ich, wenn unter ihr auch die russische Art verstanden sein soll, nach meinem Materiale nicht zustimmen, da diese fast parallele Nerven, schmale Fiederchen und kein Oehrchen (nach Brongniart und in den Harzer Stücken) hat.



Fig. 1.
Callipteris catadroma.



Fig. 2.
Sphenopteris Losseni.

4) *Sphenopteris Losseni* n. sp. Das hier abgebildete Stück liesse sich an Gutbier's *Sphenopteris Naumanni* (Rothl. in Sachsen Taf. VIII, Fig. 6) anreihen, ist aber in seinen Theilen viel grösser, breiter, dabei zarter, mit geflügelter Spindel versehen, auch die Fiederchen schiefer gestellt. Dagegen haben diese letzteren denselben oblongen Umriss, sind theils einfach, theils doppelt eingekerbt, die ersten Einschnitte tiefer, am Grunde ein unvollkommen abgesondertes Oehrchen wie bei *Naumanni*, die Zipfel sämmtlich stumpf abgerundet. Blattmasse in die geflügelte Spindel (bis 3 Millimeter breit) herablaufend. Mittelnerv der Fiederchen mässig stark, nach oben und unten schwächer, am unteren Ende umgebogen und spitz in die Spindel verlaufend wie bei *Callipteris conferta*. Seitennerven meist in die Einkerbungen verlaufend, spitz, dünn; ausserdem die Oberfläche zwischen ihnen parallel sehr fein gestreift. Wie angedeutet, ist die Beziehung zu *Sph. Nau-*

manni zwar offenbar, aber der Habitus und gewisse Merkmale in der Weise der früher gebräuchlichen Gattung *Hymenophyllites*. Es würde ein sehr weit sich entfernendes Glied sein, wollte man *Sph. Losseni* in die oben angedeutete Reihe von *Callipteris obliqua* zu *Naumanni* mit einstellen.

B. Von Opperode:

5) *Sigillaria Brardi* BRONGN., von SCHLOTHEIM als *Palmacites quadrangulatus* bezeichnet. Ein Stück, das die mehr subquadratischen Blattnarben, wenn auch schlecht erhalten, erkennen lässt, ausserdem wellige Streifung unter der Rinde.

6) Sigillarienblätter von der bekannten langlinealen Form, 3nervig, bis 4 Millimeter breit.

7) Schuppen wohl von *Sigillariostrobus*, verschiedener Grösse, breit lanzettlich, mit Spur der Pfeilform an der Basis, nicht ganz vollständig.

8) *Asterophyllites equisetiformis*, auf mehreren Stücken sehr deutlich.

9) Spitze einer *Macrostachya* mit dichten, dachziegelförmig sich deckenden Bracteen, deutlich quergegliedert, schmaler als *carinata* zu sein pflegt.

10) *Pecopteris arborescens* in mehreren Exemplaren, darunter ein recht gut fructificirendes, mit je 6 Sori auf jeder Seite neben dem Mittelnerv eines Fiederchens. Die Mitte der Sori ist durch eine Vertiefung markirt und bisweilen gehen hiervon Spuren radialer Linien aus wie bei *Asterocarpus*.

11) *Sphenopteris germanica* wie von Meisdorf, aber weit kräftiger und der Figur von *Sph. dichotoma* bei GUTBIER mehr entsprechend, nicht vollständig. (*Sph. dichotoma* GUTB. = *Sph. germanica* WEISS.)

Wie bemerkt, existiren Angaben über die Flora von Meisdorf und Opperode, so von RÖMER (l. c.) und GIEBEL (nach RÖMER), nämlich folgende:

Sphenopteris artemisiaefolia (auch bei Ilefeld nach RÖMER); *Neuropteris auriculata* (Meisdorf), *heterophylla* (desgl.); *Pecopteris Pluckeneti* (Opperode und Ilefeld), *abbreviata* (Meisdorf), *oreopteridia* (Meisdorf).



Die ersten 4 Arten dieser älteren Angaben scheinen der Bestätigung zu bedürfen, da sie mit anderen leichter verwechselbar sind. Es wurde schon angedeutet, dass *Sphen. artemisiaefolia* der *Sph. erosa* entsprochen haben kann, und so könnte auch vielleicht die Angabe von *Pecopteris Pluckeneti* auf *Sphenopt. germanica* (oben No. 11) zu beziehen sein.

Bei der Beurtheilung der geologischen Stellung der Schichten, welche die vorstehenden Pflanzenreste enthalten, müssen wir für jetzt diese letzterwähnten Bestimmungen ausser Betracht lassen. Unter den übrigen befinden sich solche, welche sowohl in der oberen Steinkohlenformation als im Rothliegenden bekannt sind, andere, welche nur im Rothliegenden gefunden wurden und nur die Sigillarienblätter und die etwas fraglichen Zapfenschuppen von *Sigillaria*, auch den Macrostachyenrest kennt man im Rothliegenden nicht, wiewohl bei dem Vorkommen von *Sigillaria Brardi* im Rothliegenden auch dasjenige von Sigillarien blättern und -Schuppen nicht verwundern darf. Dann bliebe nur *Macrostachya* als das übrig, was bisher dem Rothliegenden fremd war. Danach stellt sich das Vorkommen der bei Ballenstedt gefundenen Arten wie folgt:

	bekannt in			
Sigillaria Brardi	oberer	Steink.-Form.	und	Rothl.
Sigillarienblätter	»	»		?
Sigillariostrobus	»	»	»	?
Asterophyllites equisetiformis	»	»	»	»
Macrostachya sp.	»	»	—	—
Pecopteris arborescens	»	»	»	»
P. abbreviata	»	»	»	»
P. oreopteridia	»	»	»	»
Sphenopteris germanica	—	—	»	»
Sph. erosa	—	—	»	»
Sph. Lossení	—	—	—	—
Callipteris catadroma	—	—	»	»

Mehr Gewicht als auf das Ueberwiegen der rothliegenden Formen in dieser kleinen Tabelle über die carbonischen ist auf

die Arten selbst zu legen und hierbei ist das Auftreten so ausgesprochener Formen wie *Sphenopteris erosa*, *Callipteris catadroma* und überhaupt solcher, die sich einerseits an *Callipteris conferta*, andererseits an *Sphenopteris Naumanni* anlehnen, ganz besonders zur Geltung zu bringen. Ihnen nach würde man die Schichten von Ballenstedt nicht der Steinkohlenformation, sondern wirklich dem Rothliegenden zutheilen zu müssen schliessen, und diesem Entscheide würde die geologische Entwickelung der Gesteine durchaus nicht widersprechen.

Ein Vergleich der Pflanzenreste von Ballenstedt mit jenen von Ilefeld und Grillenberg ergiebt das bemerkenswerthe Resultat, dass nur wenige Arten von Bedeutung hier wie dort gefunden wurden, wie *Sigillaria Brardi* etc., überhaupt solche, die beiden Formationen gemeinsam sind. Dagegen macht die Flora von Ilefeld nebst den wenigen Formen von Grillenberg sehr den Eindruck einer Steinkohlenflora, nämlich der Ottweiler Schichten. Daher erscheint die Verschiedenheit der Floren zwischen dem Süd- und Nordrande des Harzes grösser, als dass man dies blos auf Rechnung localer Verhältnisse setzen dürfte. Schon ein geringer Unterschied im Alter muss hier bedeutendere Verschiedenheiten erwarten lassen, da die Grenze für die Schichten der eigentlichen Steinkohlenformation gewiss dicht über den kohleführenden von Ilefeld zu suchen ist.

Man hat aus naheliegenden Gründen die Steinkohle des Süd- wie des Nordrandes für gleichaltrig angenommen. Dies bestätigt sich gegenwärtig insofern aber nicht, als die Flora von Ballenstedt jünger zu sein scheint, mithin auch die Kohlenschichten durch sie höher gerückt werden.

Noch einmal mag darauf hingedeutet werden, dass eine Revision aller dieser Floren, besonders aber der von Ilefeld, erst sicher die Grösse der Verschiedenheit, welche jetzt beträchtlich hervortritt, wird beurtheilen lassen.

Briefliche Mittheilung.

Herr H. Bücking an Herrn W. Hauchecorne.

Ueber basaltische Gesteine der nördlichen Rhön.

Kiel, den 23. Juli 1882.

Die Untersuchung der von Herrn von Könen mir gütigst überlassenen Handstücke und Dünnschliffe von basaltischen Gesteinen aus dem von ihm geologisch bearbeiteten Gebiete in der nördlichen Rhön ist zwar noch nicht vollständig abgeschlossen, hat aber doch bereits Resultate ergeben, die ganz kurz schon jetzt mitzutheilen von Interesse ist, zumal über die Rhöngesteine noch so wenig zuverlässige Angaben aus neuerer Zeit existiren. Bezüglich der Nomenclatur schliesse ich mich hierbei den Ausführungen an, welche ich in dem Jahrbuche der Preuss. geologischen Landesanstalt für 1880, S. 149 f., gegeben habe.

Wie zu erwarten war, besitzen die Tephrite (Nephelintephrite) eine weitere Verbreitung in der Rhön. An die bereits beschriebenen Vorkommnisse vom Kirschberg und vom Kleienberg bei Rasdorf, sowie nördlich von Leimbach bei Eiterfeld (vergl. Jahrb. d. geol. Landesanst. 1880, S. 159 f.) schliessen sich an: der Tephrit vom Rückersberg bei Hünfeld, ferner die Tephrite vom Wieselsberg nordöstlich von Rosbach bei Hünfeld[1]), von denen eine plagioklasreiche und eine plagioklasarme Varietät unterschieden werden kann, der Tephrit vom Stoppelsberg bei Neukirchen (Steinbruch und Burg Hauneck), die Tephrite von der Burg Landeck und vom Löhchen bei Schenklengsfeld, und der Tephrit vom Schorn, $^1/_2$ Meile nordwestlich von Dermbach.

Ueber die anderen basaltischen Gesteine zu überwiegen scheinen die Basanite (Nephelinbasanite). Ausser dem früher (a. a. O. S. 166 f.) beschriebenen Basanit vom Hundskopf bei Salzungen wurden noch Gesteine

---

[1]) Im Jahrb. d. geol. Landesanst. für 1880, S. 152, ist dieser Tephrit irrthümlich als Phonolith bezeichnet worden.

von folgenden Fundorten als Basanit bestimmt: 1) vom Appelsberg bei Hünfeld, 2) von einer Stelle zwischen Wieselsberg und Appelsberg, 3) vom westlichen Abhang des Appelsberges, oberhalb der Gegenhauk bei Kirchhasel, 4) vom Schenkelsberg bei Hünfeld, 5) vom Hübelsberg bei Rasdorf (plagioklasreich), 6) vom Bühlchen und 7) vom kleinen Bühlchen nordwestlich von Oberbreitzbach, 8) vom Trumbachsköpfchen (Hornblende-führend) und 9) vom Pfaffenstrauch bei Schenklengsfeld, 10) vom Forsthaus Leibolz bei Eiterfeld, 11) von der Winterliede zwischen Steinbach und Burghaun, 12) von einer Kuppe südlich von Rotenkirchen, 13) von der Lieshauk bei Mannsbach, 14) von der Nordseite des Helleberges bei Rasdorf, 15) von der Landwehr bei Geisa, 16) 700 Schritt westlich von Wiesenfeld bei Geisa, 17) von der östlichen Kuppe des Spielbergs bei Geisa, 18) zwischen Spielberg und Mittelberg bei Geisa, 19) 500 Schritt südwestlich vom Dachberg bei Rasdorf, 20) vom Gehülfensberg bei Rasdorf, 21) vom Buchwald südwestlich von Rasdorf (Nordostspitze, Nordwestspitze und Nordwestkuppe des Buchwaldes), 22) von der Südseite des Zellerkopfes im Geisaer Wald, 23) »im Stöckig«, 500 Schritt westlich von Oechsen, 24) von der Eselskuppe südwestlich von Vacha, 25) nördlich von Vitzerode bei Vacha, 26) vom Poppenkopf.

Als Basanitoid zu bezeichnende Gesteine fanden sich nur an folgenden 5 Punkten: 1) 1500 Schritt südlich von Bremen östlich Geisa, 2) am Hubenberg bei Buttlar, 3) am Schorn bei Dermbach, 4) am Stallberg bei Rasdorf, 5) am Mauersberg zwischen Rasdorf und Hünfeld.

Nächst dem Basanit am meisten verbreitet ist wohl der Nephelinbasalt. Er liegt von den schon früher (a. a. O. S. 154) namhaft gemachten Punkten, nämlich vom Setzelberg bei Rasdorf, vom Pietzelstein bei Spahl, vom Buchwald südlich von Rasdorf, vom Soisberg bei Mannsbach, vom Steinberg südöstlich von Schenklengsfeld, vom Ulsterberg bei Vacha, vom Beyer bei Dermbach, von der Südseite des »Vorderen Wald« und von der Sachsenburg im Geisaer Wald, ferner vor: von einem Punkt nordöstlich von Gerstengrund am Geisaer Wald, von einem Punkt 1200 Schritt südlich von Bremen, von der Westseite des Dietrichsberges bei Lengsfeld, vom »Stein« 1000 Schritt östlich von Kirchhasel, vom Fürsteneck und vom Lichtberg bei Eiterfeld.

Der Plagioklasbasalt tritt gegenüber den Nephelin-führenden basaltischen Gesteinen entschieden zurück. In der nördlichen Rhön sind zum Plagioklasbasalt die Basalte von folgenden Fundorten zu rechnen: Der Dolerit von Lenders, der Basalt vom Hirtenbrunnen südwestlich vom Stein bei Dermbach, vom Dreienberg bei Friedewald, von dem Punkt 1000 Schritt östlich von Malges bei Eiterfeld, von der Branderskuppe bei Eiterfeld, vom Standorfsberg bei Buttlar, vom Steinbruch in Kirch-

hasel, aus dem Brunnen in Kirchhasel, von einem Punkt 1500 Schritt östlich vom Neuwirthshaus zwischen Kirchhasel und Rasdorf, und vom Gehülfensberg bei Rasdorf (hier Hornblende-führend).

Was den früher beschriebenen Augitandesit von dem Wege nach dem Wieselsberg nördlich von Kirchhasel bei Hünfeld (Tschermak's mineralog. und petrograph. Mitth., I., 1878, S. 538 f.) anlangt, so wäre es vielleicht angezeigt, dieses Gestein mit dem Plagioklasbasalt zu vereinigen, zumal sonst aus diesem Theil der Rhön keine Augitandesite bekannt sind und das Gestein in seinem ganzen Habitus wesentlich von den Augitandesiten der südlichen Rhön abweicht und sich vielmehr den eigentlichen Plagioklas-Basalten nähert. Indessen fehlt dem Gestein gänzlich der Olivin, wenn man nicht etwa die eigenthümlichen (a. a. O. S. 540 beschriebenen), an ein Glimmermineral erinnernden Einsprenglinge, welche einen ausserordentlich starken Pleochroismus zwischen hellröthlichbraun (bis orange) und dunkelgrünlichgrau (resp. olivengrün) erkennen lassen, als aus Olivin hervorgegangen ansehen wollte, was wohl aber so lange noch unzulässig ist, als diese Gebilde nicht chemisch untersucht werden können, oder aus verwandten Gesteinen nicht ähnliche Zersetzungsproducte des Olivins aufgefunden werden. Weitere Untersuchungen, insbesondere an frischeren Stücken, wenn solche zu erlangen sind, werden gewiss über die Deutung dieser Gebilde Aufschluss zu geben im Stande sein.

Unter den Limburgiten scheint der Limburgit des 2. Typus, dessen Basis mit Chlorwasserstoffsäure, zum Theil wenigstens, gelatinirt unter Abscheidung von Chlornatriumwürfeln, am verbreitetsten zu sein. Ausser dem schon beschriebenen Vorkommen vom Hundskopf bei Lengsfeld (Jahrb., 1880, S. 185) wurden ähnliche Limburgite auch vom Schleitberg und vom Mittelberg östlich vom Schleitberg bei Geisa, aus einem Gange am Südende von Wölf bei Eiterfeld und vom Bilstein bei Oechsen (letzterer Hornblende-führend) untersucht.

Irgend welche Schlüsse aus den Ergebnissen der rein mineralogischen Untersuchung der erwähnten basaltischen Gesteine auf ihre geologische Stellung und Verbreitung zu ziehen, halte ich für unzulässig, solange die gegenseitigen Beziehungen, welche die genannten Gesteine hinsichtlich ihres Auftretens zeigen, noch nicht hinlänglich genau bekannt sind.

Abhandlungen

von

ausserhalb der Geologischen Landesanstalt
stehenden Personen.

Die Entwickelung des Plaeners
im nordwestlichen Theile des Teutoburger Waldes bei Lengerich.

Von Herrn **R. Windmöller.**

(Hierzu Tafel XIX.)

Bei dem Bau der Venlo-Hamburger Bahn während der Jahre 1869—1871 wurde die Gebirgskette des Teutoburger Waldes bei Lengerich, etwa 2 Meilen vor dem nordwestlichen Ende derselben bei Bevergern, durchbrochen, und sind dadurch namentlich die dem Plaener angehörenden Glieder der Kreideformation, die hier nur noch allein an der Zusammensetzung der Hügelzüge Antheil nimmt, in vorzüglicher Weise aufgeschlossen worden. Theils in Folge dieses Bahnbaues, theils auf Grund des ausgezeichneten Materials, welches diese Schichten in sich schliessen, wurde dann in den folgenden Jahren am südlichen Abhange des Gebirgszuges zu beiden Seiten von Lengerich eine Reihe von Kalksteinbrüchen angelegt, welche gleichfalls gute Aufschlüsse der mittleren und oberen Schichten des Plaeners darbieten.

Da während des Bahnbaues selbst keine geognostischen Beobachtungen angestellt und, soweit mir bekannt, auch später diese Schichten nicht näher untersucht worden sind, so werde ich auf Grund meiner Beobachtungen und des ausschliesslich von mir selbst während der Jahre 1879 und 1880 an Ort und Stelle gesammelten paläontologischen Materials, die Gliederung dieser Schichten und Parallelisirung derselben mit den gleichalterigen benachbarter Gebiete zum Gegenstand dieser Arbeit machen.

Bemerken muss ich dabei, dass das Ergebniss meiner Beobachtungen vollständiger sein würde, wenn diese zur Zeit des Bahnbaues selbst hätten angestellt werden können, da das bei dem letzteren offen gelegte Profil jetzt nur noch zum Theil in den beiden Einschnitten der Gebirgskette gut zu beobachten ist, während die im Tunnel anstehenden Schichten nur noch unvollkommen in den kleinen, in der Mauerung offen gebliebenen Nischen sichtbar sind. Jedoch sind auch diese Schichten in den oberhalb und zu beiden Seiten des Tunnels gelegenen Kalksteinbrüchen und Mergelgruben, ferner in den Einschnitten der Chausseen von Lengerich nach Tecklenburg und Osnabrück ziemlich gut aufgeschlossen und treten ihre Köpfe oberhalb Lengerich an dem unbewaldeten, kahlen Bergrücken zu Tage, so dass ich im Stande zu sein glaube, ein zusammenhängendes Bild jener Schichten geben zu können.

Es dürfte dies nicht ohne Interesse sein, da die Schichten des Plaeners im nordwestlichen Theile des Teutoburger Waldes nirgendwo in gleicher Vollständigkeit aufgeschlossen sind, auch die Arbeiten, welche sich eingehender mit der geognostischen Zusammensetzung dieses Theiles des Gebirgszuges befassen, und unter denen namentlich die Abhandlungen Ferd. Römer's [1]) und v. Dechen's [2]) hervorzuheben sind, fast ausschliesslich der älteren Literatur angehören.

Römer, der eine Gliederung des Plaeners noch nicht vornimmt, giebt von demselben folgende Beschreibung: Es ist ein dünngeschichteter, meistens durch schief gegen die Schichtenfläche gerichtete Absonderungen in flach nierenförmige Stücke getheilter, weisser Kalkstein, der einerseits durch Aufnahme von Kieselerde fest und splitterig und andererseits durch Aufnahme von Thon mergelig wird. Obgleich die ganze Schichtenfolge jedenfalls eine Mächtigkeit von mehreren 100 Fuss hat, so lassen sich doch

---

[1]) Ferd. Römer, über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes zwischen Rheine und Bielefeld und der Hügelzüge bei Bentheim. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Jahrg. 1850, p. 385.

[2]) v. Dechen, der Teutoburger Wald. Verhandlungen d. naturhist. Vereins für Rheinl. u. Westf., Jahrgang 1856, pag. 331.

weitere Abtheilungen in demselben nicht unterscheiden. Nur im Allgemeinen beobachtet man, dass der unterste Theil der ganzen Schichtenfolge vorherrschend mergelig und locker ist und sich durch seine reichere Versteinerungsführung vor den höheren Schichten auszeichnet[1]). Derselbe bemerkt ferner, dass im nordwestlichsten Theile von Borgholzhausen bis Bevergern der Plaener unmittelbar auf dem Hilssandsteine ruht, und dass der Flammenmergel, der im übrigen Theile des Gebirgszuges das Liegende des Plaeners bilde, hier vermisst werde[2]).

Auch v. Dechen, der noch näher auf das oro- und stratigraphische Verhalten der Gebirgskette eingeht, nimmt keine weitere Gliederung vor. Derselbe scheint ebenfalls der Ansicht Römer's zu sein, dass der Plaener im nordwestlichsten Theile des Gebirgszuges unmittelbar auf dem Hilssandsteine ruhe, denn er sagt[3]): »dann zeigt sich zwischen dem Plaener und dem Hilssandsteine des Clusebrinks (zwischen Hiller und Borgholzhausen) ein dunkles mergeliges Gestein, welches hier zum ersten Male auftritt und obgleich von etwas abweichendem Ansehen, doch nur für die obere Abtheilung des Gault oder Flammenmergel gehalten werden kann, der in dem folgenden Abschnitte des Teutoburger Waldes ganz regelmässig und ununterbrochen das Liegende des Plaeners bildet.«

Wenn wir nun von den Arbeiten H. Credner's, Schlüter's und Schloenbach's, welche die Altersbestimmung der im Plaener an einigen Localitäten[4]) eingelagerten Grünsande zum Gegenstande haben[5]), absehen, so finden wir in der neueren Literatur nur noch bei Schlüter[6]) gelegentlich der Beschreibung und Angabe der

[1]) Ferd. Römer, l. c. pag. 386.

[2]) Ebenda pag. 400.

[3]) v. Dechen, l. c. pag. 351.

[4]) Vergl. v. Dechen, Geol. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Section Lübeke und Bielefeld.

[5]) Die hierüber erschienene Literatur ist bei Schlüter, Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands in der Zeitschrift d. Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 28, pag. 478 angegeben.

[6]) Schlüter, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, Paläontographica Bd. 21 und Bd. 24.

Schlüter, Kreidebivalven, zur Gattung *Inoceramus*, Paläontographica Bd. 24, pag. 249.

Verbreitung der Cephalopoden und Inoceramen in der oberen deutschen Kreide einige Notizen, welche sich auf die Entwickelung und die Gliederung des Plaeners im nordwestlichen Theile des Teutoburger Waldes beziehen.

Diese Angaben, auf welche wir z. Th. noch zurückkommen werden, und welche sich, soweit die Aufschlüsse bei Lengerich selbst in Frage kommen, auf die Bemerkungen beschränken, dass daselbst im Varians-Plaener *Inoceramus virgatus*, und im Turon *Crioceras ellipticum* und *Hamites multinodosus* vorkomme, sind jedoch nicht so vollständig, dass wir dadurch ein umfassendes Bild der hier zu betrachtenden Schichten erhalten, wie wir ein solches von diesem Autor über den Plaener im südlichen Theile dieses Gebirgszuges bereits besitzen[1]) und welches, wie wir am Schlusse dieser Arbeit sehen werden, in einzelnen Punkten nicht unwesentlich von dem abweicht, was wir hier geben werden.

Ehe ich zur Betrachtung der einzelnen Glieder übergehe, sei mir noch gestattet, an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dames, für die wirksame Unterstützung, welche mir derselbe durch Rath und That bei dieser Arbeit hat zu Theil werden lassen, meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Der Teutoburger Wald bildet bei Lengerich zwei parallele Hügelzüge, welche in der Richtung N. 54° W. — S. 54° O. streichen. Der nördliche, vom Wealden und Hilssandsteine gebildete Rücken erreicht im Hohleberg, an der Chaussee von Lengerich nach Osnabrück, die Höhe von 153 Meter, während der südliche vom Plaener gebildete Zug, der hier die aussergewöhnliche Breite von etwa 1600 Meter besitzt, am Finkenberge die Höhe von 147 Meter erreicht. Lengerich selbst, unmittelbar am Südfusse des letzteren Zuges gelegen, hat eine Meereshöhe von 73 Meter. Beide Hügel-

[1]) Schlüter, die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken, Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 18, pag. 35.

züge werden durch ein mit Diluvium ausgefülltes Thal getrennt, unter welchem neben den unteren Schichten der Oberen Kreide, wahrscheinlich auch die des Gaults verborgen sind. Die Schichten streichen im Allgemeinen den Hügelzügen parallel in der Richtung von 40—50° gegen Nordwest, fallen anfänglich in den liegendsten Schichten mit 60 — 70° gegen Südwest, verflachen sich aber allmählich, so dass sie an dem der Münsterschen Ebene zugewendeten Fusse des Plaeners nur noch eine Neigung von 20—15° besitzen.

Das zwischen beiden Hügelzügen liegende Thal ist am Hohleberg durch Erosion eines kleinen Baches gegen Norden geöffnet. Durch diese Oeffnung führt die von Osnabrück kommende Bahn; sie folgt einige Zeit dem Laufe des Baches aufwärts und schneidet sich dann in die Schichten des Diluviums, im weiteren Verlaufe in die der jüngeren Glieder der Kreide ein, welche dadurch in erwünschter Weise aufgeschlossen sind.

I. Unterer Plaener.

(Etage *Cénomanien* D'ORB.)

1. Zone des Pecten asper und Catopygus carinatus. Tourtia.

Die ältesten, in dem obigen Profile deutlich aufgeschlossenen Schichten der Kreide gehören der Tourtia an. Die Schichtenfolge derselben ist auf einen dunkelblauen, mergeligen, nur unvollkommen aufgedeckten Gestein, auf dessen Altersbestimmung wir gleich zurückkommen werden, aufgelagert und besteht aus drei verschiedenen Schichtengruppen, welche sich theils durch ihren petrographischen Charakter, theils auch durch ihren organischen Inhalt von einander unterscheiden. Die unterste Gruppe bilden:

a. Die Schichten mit Belemnites ultimus.

Das Gestein derselben besteht durchweg aus gelben, thonigen, dickgeschichteten Mergelbänken, welche eine Gesammtmächtigkeit von 75 Meter besitzen. An der Luft zerfallen dieselben vollständig zu thonig anzufühlenden Bröckchen.

Von organischen Resten fand sich in diesen Schichten ausschliesslich, aber häufig die oben genannte Art. Was die Altersbestimmung dieser Zone betrifft, so geht aus dem häufigen Vorkommen von *Belemnites ultimus* in diesen Schichten die Zugehörigkeit derselben zur Tourtia hervor. Dann kommt auch *Bel. ultimus* als grosse Seltenheit im Varians-Plaener vor; er hat jedoch seine Hauptverbreitung in der unteren Tourtia, sowohl im subhercynischen als auch westfälischen Gebiete, nie aber ist er im Gault aufgefunden worden.

Erwägen wir nun, dass der obige Belemnit in dem Gebiete nördlich vom Harz gerade in den Schichten besonders häufig vorkommt, welche dem Flammenmergel unmittelbar aufgelagert sind, wie z. B. im Chaussee-Einschnitt bei Neuwallmoden, so wird es dadurch höchst wahrscheinlich, dass mit dieser Schichtengruppe auch bei Lengerich die Tourtia abschliesst und dass das liegende, unvollkommen aufgedeckte Gestein dem Gault und zwar dem Flammenmergel angehört, welcher im südöstlichen Theile des Teutoburger Waldes und weiter nördlich bei Rheine das Liegende des Plaeners bildet und in unserem Gebiete bisher noch nicht nachgewiesen wurde.

b. Schichten mit Avicula gryphaeoides.

Ueber den Schichten mit *Belemnites ultimus* folgt in petrographischer und paläontologischer Beziehung scharf geschieden, die mittlere Schichtengruppe der Tourtia. Dieselbe besteht aus kieselig-thonigen, dunkelblauen, im verwitterten Zustande aschgrauen, mächtigen Mergelbänken, welche durch zahlreiche, schief gegen die Schichtenfläche gerichtete Absonderungen zerschnitten sind. Die Schichten umschliessen ausser kleinen flachlinsen- oder walzenförmigen, kalkigen Concretionen von meist hellgrauer Farbe, noch deutlich krystallisirte Schwefelkiesknollen. An der Luft zerfällt das Gestein vollständig in kleine, eckige Stücke.

Auch diese Schichten sind nur in dem nördlichen Einschnitte der Bahn in einer Mächtigkeit von etwa 140 Meter aufgeschlossen. Versteinerungen finden sich in denselben äusserst spärlich und meist schlecht erhalten. Dieselben sind folgende:

Serpula sp.
Belemnites nov. sp.
Natica cf. *Gentii*, GEIN.
Plicatula inflata, SOW.
Avicula gryphaeoides, SOW.
Pecten cf. *orbicularis*, SOW.
Terebratulina rigida, SOW.
Cellepora sp.
Cidaris cf. *vesiculosa*, GOLDF.

Da von sämmtlichen hier angeführten Petrefacten nur *Avicula gryphaeoides* häufiger vorkommt, so könnte man geneigt sein, diese Schichten als Flammenmergel anzusprechen. Allein das Alter dieser Gruppe ergiebt sich, abgesehen von dem äusserst seltenen Vorkommen von *Plicatula inflata* und *Terebratulina rigida*, dem Mangel aller sonst für den Flammenmergel bezeichnenden Versteinerungen, aus der sicheren Stellung der einschliessenden Glieder. Auch kommt *Avicula gryphaeoides* auch an anderen Orten schon in der Tourtia vor, wie z. B. am Harz[1]) und in dem Höhenzuge am Südrande des Malchiner See's[2]).

c. Schichten mit Avicula gryphaeoides und Ammonites varians. (**Versteinerungsarmer Plaenermergel,** SCHLÜTER) [3]).

Die dritte der Tourtia angehörige Schichtengruppe besteht aus braungelben, thonigen, im oberen Theile aus mehr grauen, kalkigen und bröckeligen Mergeln, welche in Lagen geordnete, kopfgrosse Kugeln eines z. Th. sehr festen, hellgrauen, z. Th. mergeligen, dunkleren Kalksteins umschliessen. Die Gesammtmächtigkeit dieser Schichten beträgt etwa 40—50 Meter. Ihre unmittelbare Auflagerung auf die mittlere Gruppe ist verdeckt, da die oberen Schichten der letzteren schon im Tunnel anstehen,

---

[1]) v. STROMBECK, die Gliederung des Plaeners im nordwestlichen Deutschland nächst dem Harze. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. 1857, Bd. 9, pag. 465.

[2]) F. E. KOCH-Güstrow. Was haben wir von einer geognostischen Untersuchung Mecklenburgs zu erwarten. Archiv d. Ver. d. Freunde der Naturgesch. in Mecklbg. Jahrg. 1873.

[3]) SCHLÜTER. Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken, l. c. pag. 56.

jedoch treten sie gleich oberhalb desselben am nördlichen Bergabhange in einem Hohlwege zu Tage und sind, da sie vielfach als Dungmittel benutzt werden, ausserdem in verschiedenen Mergelgruben aufgeschlossen, welche sich am nördlichen Bergabhange vom Fusswege nach Leeden bis nach dem Einschnitt der Chaussee nach Tecklenburg hinziehen. Zu erwähnen sind namentlich die Mergelgruben von Brockmann, Schultenerkendorf und Stapenhorst.

Die in diesen Schichten enthaltenen organischen Einschlüsse sind:

Serpula sp.
Ammonites Coupei, Brongn.
Baculites baculoides, Mnt.
Pecten membranaceus, Nilss.
Inoceramus orbicularis, Münst.
Avicula gryphaeoides, Sow.
Ostrea vesicularis, Lam.
Plicatula inflata, Sow.
Terebratulina rigida, Sow.
Megerlia lima, Defr.
Rhynchonella Martini, Münst.
Diastopora sp.

Die Cephalopoden und Inoceramen finden sich namentlich eingeschlossen in den thonigen Kalksteinkugeln. Ich zähle diese Schichten wegen des Vorkommens von *Avic. gryphaeoides* zur Tourtia.

2. Zone des Ammonites varians und Hemiaster Griepenkerli (Varians-Plaener).

Die Grenzschichten gegen die Tourtia bilden eine etwa 2 Meter mächtige, graugelbe, thonige Mergelbank, welche *Hemiaster Griepenkerli*, v. Stromb., führt, der von mir in höheren und tieferen Schichten nicht beobachtet wurde. Darauf folgen anfangs graue und blaue Mergel und mergelige Kalke in Wechsellagerung, welche nach oben zu in blaue, dickgeschichtete Kalksteinbänke übergehen. Nicht selten findet man in denselben äusserlich in Brauneisenstein umgewandelte, strahlige Schwefelkiesknollen. Auf-

geschlossen sind diese Schichten, welche eine Gesammtmächtigkeit von etwa 114 Meter besitzen, ausser in einzelnen kleinen Brüchen und Wasserrissen an der Nordseite des unbewaldeten Bergrückens oberhalb Lengerich, in den Einschnitten der Chausseen von Lengerich nach Tecklenburg und Osnabrück. Auch sind diese Schichten z. Th. noch in den Nischen im Tunnel sichtbar.

Von organischen Einschlüssen wurde gefunden:

Ammonites varians, Sow.
» *Mantelli*, Sow.
Hamites simplex, d'Orb.
Anisoceras Saussureanus, Pictet (= ? *Anisoc. plicatile*, Schlüter)
Turrilites cenomanensis, Schlüter
Baculites baculoides, Mnt.
Inoceramus orbicularis, Münster
» *virgatus*, Schlüter (= *I. Lamarcki*, Goldf.)
Lima cenomanensis, d'Orb.
Pecten orbicularis, Sow.
Pinna?
Terebratula biplicata, Sow.
Terebratulina rigida, Sow.
» *chrysalis*, v. Schloth.
Mergelia lima, Defr.
Peltastes clathratus, Ag.
Discoidea cylindrica, Ag.

3. Zone des Ammonites Rhotomagensis und Holaster subglobosus (Rhotomagensis-Plaener).

Die blauen, dickgeschichteten Kalksteinbänke werden überlagert von gelblichen Kalken, die durch Eisenoxydhydrat häufig bräunlich gefleckt sind. Darauf folgen bläulichweisse, bis 50 Centimeter mächtige, fast aus reinem kohlensaurem Kalk bestehende feste Kalksteinbänke, welche an der Luft leicht verwittern und dabei in splitterige bis flachmuschelige Stücke zerfallen. Einschlüsse von Brauneisensteinknollen und strahligen Schwefelkieskugeln sind

auch in diesen Schichten nicht selten. Die Gesammtmächtigkeit dieser Schichten beträgt etwa 42 Meter.

Aufgeschlossen sind dieselben in den Einschnitten der Chausseen von Lengerich nach Tecklenburg und Osnabrück, ferner an den Wegen, welche oberhalb Lengerich über den Bergrücken führen, sowie in zahlreichen unbedeutenden Brüchen auf dem Kamm des Berges. Wegen ihrer technischen Nutzbarkeit zur Darstellung von Weisskalk[1]) sind die oberen Schichten dieser Zone noch in mehreren bedeutenden Steinbrüchen unmittelbar am Südabhange des steilen Bergrückens, auf der Stelle vom Einschnitt der Chaussee nach Tecklenburg bis nach dem Finkenberge hin, in vorzüglicher Weise blossgelegt. Ich nenne hier den Steinbruch von v. Diepenbrock-Grüter, Beck, Köhnen u. Grosspeter, Rietbrock u. Kröner.

Die organischen Einschlüsse der Schichten dieser Zone sind:

Oxyrhina Mantelli, Ag.
Ammonites varians, Sow.
» *Mantelli*, Sow.
» *Rhotomagensis*, Brongn.
Scaphites aequalis, Sow.
Turrilites cenomanensis, Schlüt.
» *Scheuchzerianus*, Bosc.
Baculites baculoides, Mnt.
Pleurotomaria lineraris, Mnt. (= *Pl. distincta*, Dujard., A. Römer)
Inoceramus cf. *orbicularis*, Münst.
Lima cenomanensis, d'Orb.
Lima simplex, d'Orb., Geinitz
Plicatula inflata, Sow.
Ostrea cf. *hippopodium*, Nilss.
Exogyra cf. *sigmoidea*, Rss.
Terebratula biplicata, Sow.
Rhynchonella Grasiana, d'Orb.
» *Mantelliana*, Sow.

[1]) Die Production von Weisskalk betrug im Jahre 1880: 4 000 000 Kilogramm.

Discoidea cylindrica, Ag.
Holaster subglobosus, Leske
Pentacrinus, sp.

Die hier angeführten Petrefacten wurden zum grössten Theil in den unteren, fleckigen Schichten gefunden, während die oberen weissen Kalke, welche den »Armen Rhotomagensis-Schichten« v. Strombeck's entsprechen, trotz der bedeutenden Aufschlüsse, nur *Discoidea cylindrica*, *Holaster subglobosus*, *Ostrea* cf. *hippopodium*, *Exogyra* cf. *sigmoidea* und *Pentacrinus* sp. lieferten, welche letztere drei Arten in den unteren Schichten dieser Zone nicht gefunden wurden. Charakteristisch für diese Zone überhaupt ist das häufigere Vorkommen von *Discoidea cylindrica* und *Holaster subglobosus*, während die Inoceramen die in der vorhergehenden Zone häufig waren, hier vollständig zurücktreten.

II. Oberer Plaener.

(Etage *Turonien* d'Orb.)

4. Zone des Actinocamax plenus?

Auf den festen Kalksteinbänken der »Armen Rhotomagensis-Schichten ruht ein annähernd 2 Meter mächtiges, gelbliches bis gelblichgrünes, wulstiges Gestein von eigenthümlich mergeliger Beschaffenheit, welches beim Brennen eine grauschwarze Farbe annimmt. Darauf folgen dann dunkelblaue, gelbgefleckte, dünnschieferige Mergel in einer Mächtigkeit von ca. 6 Metern, zwischen welche sich in der oberen Partie einige dickere Mergelbänke von graugelber Farbe einschieben.

Aufgeschlossen sind diese Schichten am Galgenknapp zu beiden Seiten der Chaussee nach Osnabrück, ferner oberhalb der Irrenanstalt und in dem oberen Steinbruch von Rietbrock und Kröner.

Was die Altersbestimmung dieser Schichten anbetrifft, in welchen, trotz vielfacher Untersuchungen, keine Versteinerungen gefunden wurden, so ist es fraglich, ob die unteren wulstigen Schichten nicht als Uebergangsschichten anzusehen und der Zone

des *Ammonites Rhotomagensis* und *Holaster subglobosus* zuzurechnen sind. Dahingegen gehören die Mergelschiefer unstreitig dem oberen Plaener an, da sie sich petrographisch von den Schichten der zuletzt genannten Zone sehr gut unterscheiden, während sie durch das Auftreten der festeren Mergelbänke in demselben, mit denen der nächst jüngeren Zone des *Inoceramus labiatus* eng verbunden sind. Ziehen wir daher nicht vor, diese Schichten einerseits zum Rhotomagensis-Plaener, andererseits zum Mytiloides-Plaener zu stellen, so haben wir dieselben als Aequivalentbildung der neuerdings von Hébert und Schlüter[1]) unterschiedene Zone des *Actinocamax plenus* zu betrachten. Schlüter, welcher diese letztere Zone in Westfalen bei Mülheim über Essen, Bochum, Langendreer bis Dortmund nachgewiesen hat, wo dieselbe aus einem lockeren an der Luft rasch zerfallenden, kalkigthonigen Mergel besteht, in dem dicke Glaukonitkörner eingebettet liegen, bemerkt, dass in ihr, im Gegensatz zu den hangenden und liegenden Schichten, fossile Reste äusserst sparsam seien. Da die hangenden Schichten auch in unserem Gebiete überreich sind an Resten des *Inoceramus labiatus*, so dürften hiernach zu urtheilen, diese unteren versteinerungsleeren Schichten wohl der letzteren Zone angehören, doch bedarf dies noch weiterer Untersuchungen. Der Nachweis der Zugehörigkeit dieser Schichten zur Zone des *Actinocamax plenus* wäre aus dem Grunde interessant, weil die letztere in Deutschland, im Gegensatz zu den französischen und englischen Verhältnissen, da wo die des *Ammonites Rhotomagensis* entwickelt ist, nicht hat nachgewiesen werden können.

5. Zone des Inoceramus labiatus und Ammonites nodosoides (Mytiloides-Plaener).

Die Schichten dieser Zone, welche aus graugelben und gelben dünngeschichteten Mergelkalken und thonigen Mergeln bestehen und eine Gesammtmächtigkeit von etwa 24 Metern besitzen,

---

[1]) Schlüter, Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. Bd. 28, p. 469.

bieten nur am Galgenkapp hart an der Chaussee nach Osnabrück wenige gute Aufschlüsse dar. Sie sind, wie schon erwähnt wurde, erfüllt mit Resten des *Inoceramus labiatus* SCHLOTH., neben welchen nur noch *Terebratula semiglobosa* SOW. und *Rhynchonella Cuvieri* vereinzelt gefunden wurde.

6. Zone des Inoceramus Brongniarti und Ammonites Woolgari (Brongniarti-Plaener).

Die Grenzschichten gegen den *Mytiloides-Plaener* bilden drei gelblichgraue, quarzitische Kalksteinbänke, von denen die mittlere, die bei Weitem dickere, eine Mächtigkeit von ungefähr 10 Centim. besitzt. Da das Material dieser Schichten in früheren Jahren zum Chausseebau verwendet wurde, so sind dieselben gut aufgeschlossen und lassen sich am Galgenknapp zu beiden Seiten der Chaussee, in ziemlich gerader Richtung eine Zeit lang verfolgen. Auf diesen Bänken ruhen dann die Schichten des Brongniarti-Plaeners, welche anfangs aus dünngeschichteten, bläulichweissen Kalksteinbänken bestehen. Die Kalke haben ein ähnliches Ansehen, wie die Schichten des oberen Rhotomagensis-Plaeners, unterscheiden sich aber hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung dadurch, dass sie einen grösseren Gehalt an Kieselsäure und Thonerde aufweisen, welcher in den folgenden Schichten noch mehr zunimmt und bis 15 pCt. steigt. Mit der Zunahme dieser Beimengungen ändert sich auch das Aussehen des Gesteins; es nimmt eine graue Farbe an und bekommt einen erdigen Bruch. Gleichzeitig stellen sich graue und blaue, mehr oder minder bröckelige Mergel ein, welche von nun an regelmässig, in 10—30 Centim. mächtigen Bänken, mit den festeren Kalken wechsellagern. Die letzteren besitzen nach zwei Analysen [1]) des Herrn Dr. SCHLEM folgende Zusammensetzung:

---

[1]) Die nachstehenden Analysen sind mitgetheilt in der Broschüre: »Die Westfälischen Kalke, deren Vorkommen und Verwendung«. Herausgegeben von der Westfäl. Kalk-Industrie A. WICKING & Co. in Recklinghausen 1879. Irrthümlicher Weise werden darin unsere Schichten zu den Mucronaten-Schichten gezählt.

	I.	II.
Kieselsäure	4,80	5,10
Thonerde	7,77	8,25
Kohlensaurer Kalk	79,52	80,51
Kohlensaure Magnesia	6,39	5,27
	98,48	99,13.

Sie bilden ebenso wie die der folgenden Zone, wegen ihres hohen Kieselsäure- und Thonerdegehalts, der in Form fein vertheilten Thones dem kohlensauren Kalk beigemischt ist, ein vorzügliches Material für die Darstellung von Wasser- oder hydraulischem Kalk. Zu diesem Zwecke werden sie denn auch in zahlreichen Brüchen gewonnen[1]), welche sich am Südabhange der Bergkette von der Chaussee nach Tecklenburg bis nach dem Finkenberge oberhalb des Bahnhofs Lengerich hinziehen und daher, ebenso wie der südliche Einschnitt der Bahn, vortreffliche Aufschlüsse dieser Schichten darbieten.

Die Schichten lieferten an fossilen Resten:

Fischwirbel.
Serpula Seebachii, nov. sp.
Serpula (?) Amphisbaena, Goldf.
Ammonites Carolinus, d'Orb.
Ammonites (?), sp. nov.
Crioceras ellipticum, Mnt.
Pleurotomaria lineraris, Mnt.
Inoceramus Brongniarti, Sow., v. Stromb.
Terebratula semiglobosa, Sow.
Rhynchonella Cuvieri, d'Orb.
Stomatopora sp.
Salenia granulosa, Forbes
Holaster planus, Mnt.
Infulaster excentricus, Forbes
Ananchytes striatus, Goldf.
Micraster breviporus, d'Orb.
Spongia sp.
Chondrites furcillatus, A. Römer.

---

[1]) Die Production an Wasserkalk im Jahre 1880 betrug an 10000000 Kilogramm.

Die Vertheilung der Petrefacten ist derart, dass in den unteren Schichten die Terebrateln und Rhynchonellen, in den oberen Schichten die Echiniden vorherrschen, während die Inoceramen gleichmässig in diesen Schichten vertheilt sind.

7. Zone des Heteroceras Reussianum und Spondylus spinosus (Scaphiten-Plaener).

Die Schichten dieser Zone unterscheiden sich hinsichtlich ihres petrographischen Charakters nur wenig von denen des Brongniarti-Plaeners. Nur im Allgemeinen kann man sagen, dass sie eine mehr hellgraue Farbe und die Kalke eine grössere Festigkeit besitzen. Dagegen zeigt sich eine wesentliche Verschiedenheit in Betreff der organischen Einschlüsse, die sich namentlich in dem Zurücktreten der Inoceramen und der Entwickelung einer reichen Cephalopodenfauna zu erkennen giebt. Eine scharfe Grenze lässt sich jedoch nicht ziehen. Nehmen wir als solche eine sich in der einförmigen Schichtenreihe ziemlich gut auszeichnende, etwa 1 Meter mächtige graue Mergelbank an, was den Verhältnissen wohl ziemlich genau entsprechen dürfte, so beträgt die Mächtigkeit dieser Zone etwa 63 Meter, während die des Brongniarti-Plaeners dann 174 Meter ausmacht.

Der Scaphiten-Plaener bildet östlich von Lengerich den südlichen Fuss des Hügelzuges und ist daselbst im südlichen Einschnitte der Bahn, im Steinbruch von Hohendahl oberhalb der Unterführung der Chaussee nach Lienen, sowie in einem Steinbruch oberhalb Tiemann, an der Grenze des Lengericher Kirchspiels, aufgeschlossen. Westlich von Lengerich wird derselbe schon vom Diluvium verdeckt.

Die organischen Einschlüsse dieser Zone sind:

Ammonites peramplus, MNT.
» *Neptuni*, GEINITZ.
» *Austeni*, SHARPE.
Scaphites Geinitzii, D'ORB.
Crioceras ellipticum, MNT.
» sp. nov.

Hamites ellipticus, A. Römer (non! Mantell).
» sp.
» cf. *multinodosus*, Schlüter.
Heteroceras Reussianum, d'Orb.
» *polyplocum*, A. Römer.
(-*Turrilites Saxonicus*, Schlüter.)
Inoceramus Brongniarti, Sow., v. Stromb.
» cf. *undulatus*, Mant.
Ostrea hippopodium, Nilss.
Terebratula semiglobosa, Sow.
Terebratulina rigida, Sow.
» cf. *striatula*, Mnt.
Rhynchonella Cuvieri, d'Orb.
Ananchytes striatus, Goldf.
Holaster planus, Mnt.
Infulaster excentricus, Forbes.
Micraster sp.

Ausserdem fanden sich neben unbestimmbaren Resten von Spongien, noch mehrere Arten von Bryozoen und vielleicht auch die Gattung Spirorbis.

Organische Einschlüsse.

I. Unterer Plaener.

I. Zone des Pecten asper und Catopigus carinatus-Tourtia.

a. Schichten mit Belemnites ultimus.

Belemnites ultimus, d'Orb.

Schlüter, Cephalopoden, Palaeontogr. Bd. 24, p. 184, Taf. 52, Fig. 1—5.

Die zahlreichen Bruchstücke dieses Belemniten stimmen vollständig mit der von Schlüter an obigem Orte gegebenen Beschreibung und Abbildung überein.

Diese Art unterscheidet sich von *Belemnites minimus* durch den runden, am Alveolarende längsovalen Querschnitt der Scheide; auch kommen bei derselben nicht jene Formschwankungen vor, welche den *Belemnites minimus* auszeichnen.

b. Schichten mit Avicula gryphaeoides.

Serpula sp.

Die gewundene, mehrfach in sich zurücklaufende, kalkige Röhre, welche ganz mit der erweiterten Basis aufgewachsen ist, nimmt nur allmählich an Dicke zu und misst am stärkeren Ende 3 Millimeter. Die Oberfläche derselben ist wulstig und mit einigen concentrischen, schwachen Runzeln versehen.

Belemnites sp. nov.

Die kleine, nur 10 Millimeter lange Scheide, an der die Spitze selbst abgebrochen ist, besitzt eine spindelförmige Gestalt; jedoch ist die Siphonalseite mehr herausgebogen, die entgegengesetzte mehr geradlinig, wodurch die Spitze eine nicht centrale Lage erhält. Der Querschnitt der Scheide ist längsoval. Man misst an dem vorliegenden Stücke zwischen Bauch und Rücken 3,5 Millimeter, während der Durchmesser zwischen den Seiten nur 3 Millimeter beträgt.

Die Oberfläche der Scheide ist am unteren, spitzen Ende deutlich längsgerunzelt, im übrigen Theile glatt. Das obere Ende desselben führt an der Siphonalseite eine scharfe Rinne, auch bemerkt man auf den Seiten eine flache, bis über den dicken Theil fortsetzende, flache Furche.

Die nicht centrale Lage der Spitze, namentlich aber die Runzelung der Scheide unterscheidet diesen Belemniten von *Bel. ultimus* und *Bel. minimus*.

Natica cf. *Gentii*, Geinitz.

Geinitz, Elbthalgebirge I, p. 244, Taf. 54, Fig. 16.

Der etwas verdrückte Steinkern, welcher mit der von Geinitz abgebildeten *Natica Gentii* grosse Aehnlichkeit besitzt, gestattet wegen seines schlechten Erhaltungszustandes keine sichere Bestimmung.

Plicatula inflata, Sow.

Goldfuss, Petrefacta Germaniae, p. 112, Taf. 107, Fig. 6a.

Es wurde in diesen Schichten nur ein kleines, noch nicht ausgewachsenes, gut erhaltenes Exemplar gefunden, welches mit der Fig. 6a. l. c. vortrefflich übereinstimmt.

Avicula gryphaeoides, Sow.

A. Römer, Kreidegebirge, p. 74, Taf. VIII, Fig. 16.

Nicht selten, aber in der Regel schlecht erhalten.

Pecten cf. *orbicularis*, Sow.

Sowerby, The mineral conchologie of Great Britain t. 186.

Die bis 15 Millimeter grossen, schlecht erhaltenen Schalen besitzen einen fast kreisrunden Umriss, sind flach und mit concentrischen blätterigen Anwachslinien bedeckt. Die Gestalt der Ohren lässt sich nicht mehr erkennen. Nicht sehr selten.

Terebratulina rigida, Sow.

Schloenbach, Kritische Studien etc., Paläontogr. Bd. 13, p. 238, Taf. 28, Fig. 3.

Ist nur in zwei Exemplaren von mir gefunden worden.

Cellepora sp.

Aufgewachsen auf der oben erwähnten *Serpula* sp.

Cidaris cf. *vesiculosa*, Goldf.

Cotteau, Pal. franç. Echinides, p. 222, Pl. 1050, Fig. 10 bis 16.

Das nur 6 Millimeter lange, walzenförmige Bruchstück eines Stachels trägt 16 schmale, feingekörnte Längslinien, die durch concave Zwischenräume von einander getrennt werden.

c. Schichten mit Avicula gryphaeoides und Ammonites varians.

Serpula gordialis, v. Schloth.

Es liegen aus diesen Schichten zwei in den Mergelgruben von Stapenhorst und Brockmann gefundene, etwa 20 Millimeter lange, 3 Millimeter im Durchmesser haltende Röhren vor. Dieselben sind glatt, rund und nur wenig gebogen.

Ammonites varians, Sow.

Schlüter, Cephalopoden, Pal. Bd. 21, p. 10, Taf. 4, Fig. 1—12.

Nicht selten, namentlich in der Mergelgrube von Schulteherkendorf.

Ammonites Coupei, Brong.

Schlüter, Cephalopoden, Pal. Bd. 21, p. 11, Taf. 4, Fig. 13—14.

Das einzige, aus der Mergelgrube von Schulteherkendorf stammende Exemplar hat einen Durchmesser von 45 Millimeter, trägt auf dem letzten Umgange an der Bauchkante 16, und in der Nähe der Nabelkante 11 grosse Höcker. Die grösste Dicke fällt mit der inneren Höckerreihe zusammen.

Baculites baculoides Mnt.

Schlüter, Cephalopoden, Pal. Bd. 24, p. 139, Taf. 39, Fig. 14. 15.

Findet sich nicht sehr selten an allen Aufschlusspunkten. Nach Schlüter wurde derselbe bisher in der Tourtia des nordwestlichen Deutschlands nicht beobachtet.

Inoceramus orbicularis, Münster bei Schlüter, Syn. *Inoceramus latus,* Mant. bei Goldf.

Schlüter, Kreidebivalven, Pal. Bd. 24, p. 260.

An allen Aufschlusspunkten, aber nicht häufig.

Pecten membranacus, Nilss.

Geinitz, Elbthalgebirge I, p. 191, Taf. 43, Fig. 8—10.

Die 11 Millimeter lange, dünne Schale besitzt einen fast kreisrunden Umriss und ist ein wenig ungleichseitig. Die Ohren sind ziemlich gross und an den Ecken gerundet. Vom Wirbel strahlen zahlreiche, unter der Lupe deutlich erkennbare Linien aus, welche von concentrischen Anwachsstreifen durchbrochen werden. Gefunden wurde diese Schale in der Mergelgrube von Brockmann.

Avicula gryphaeoides, Sow.

Die aus diesen Schichten stammenden Exemplare zeigen eine feine, gitterförmige Streifung der Schale in der Nähe des Wirbels. Nicht selten.

Plicatula inflata, Sow.

Goldf., Petr. Germ., p. 112, Taf. 107, Fig. 6b.

Es wurden nur zwei ausgewachsene, fast glatte Individuen in der Schulteherkendorf'schen Mergelgrube gefunden.

Terebratulina rigida, Sow., vergl. p. 20.

Nicht häufig.

Megerlia lima, *Defrancii.*

Schloenbach, Brachiopoden, Geogn. palaeont. Beiträge I, p. 469, Taf. 22.

Der Umriss der kleinen Schalen ist bald mehr längsoval, bald mehr gerundet fünfseitig. Die Oberfläche derselben ist dicht mit kleinen Tuberkeln besetzt. Die kleinere Dorsalschale ist in der Wirbelgegend abgeplattet und zeigt häufig in der Mitte eine vom Wirbel ausgehende dunkle Linie.

In der Mergelgrube von Brockmann etc. nicht selten.

Rhynchonella Martini, Mant.

Syn. *Rhynchonella brevirostris*, Römer.

Schloenbach, Brachiopoden, Geogn. palaeont. Beiträge, p. 277, Taf. 28, Fig. 3.

Mit der vorigen Art, aber seltener.

Diastopora sp.

Aufgewachsen auf *Plicatula inflata.*

2. Zone des Ammonites varians und Hemiaster Griepenkerli.

Ammonites varians, Sow., vergl. p. 20.

Häufig an allen Aufschlusspunkten.

Ammonites Mantelli, Sow.

Schlüter, Cephalopoden, Pal. Bd. 21, Taf. 5. 6, Fig. 1 und 2.

Neben mehreren reich mit Höckern besetzten Gehäusen zeigt sich auch ein Bruchstück, bei dem auf der letzten Windung die Rippen, ohne Knoten zu bilden, ununterbrochen über die Externseite laufen. Ob in demselben *Ammonites Mantelli* oder *Ammonites navicularis* Mant. vorliegt, lässt sich nicht feststellen, da die inneren Windungen nicht mehr vorhanden sind. Denn Schlüter macht als Hauptunterschied den geltend, dass *Am. navicularis* in der Jugend noch eine Reihe von Tuberkeln auf der Siphonalseite trage, welche bei *Am. Mantelli* fehlt. Häufig an allen Aufschlusspunkten.

Hamites simplex, D'ORB.

D'ORB., Pal. franc. Ter. crét. tom. I, p. 550, Pl. 934, Fig. 12 bis 14.

Das ziemlich gut erhaltene Gehäuse, welches die beiden langen geraden Seiten und den Haken zeigt, nimmt nur sehr langsam an Dicke zu und zeigt einen längsovalen Querschnitt. Die Oberfläche der Schale ist mit zahlreichen rundlichen, scharf hervortretenden Rippen bedeckt, welche schräg nach hinten gerichtet über die Flanken laufen, auf der Innenseite am schwächsten, auf der Aussenseite am stärksten erscheinen. Die Zwischenräume sind ebenso breit wie die Rippen. Man zählt bei 6 Millimeter Durchmesser auf 20 Millimeter Länge 20 Rippen. Das vorliegende Gehäuse stimmt mit der Darstellung D'ORBIGNY's gut überein bis auf den Umstand, dass die Rippen nicht scharf *(anulaires)*, sondern rundlich sind. Nach ihm kommt dieser Hamit sowohl im Cenoman als auch im Senon vor. SCHLÜTER führt in seinem Werke über die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide keinen Hamiten aus dem Cenoman auf.

Anisoceras Saussureanus, PICTET.

? Syn. *Anisoceras plicatale*, SCHLÜTER.

PICTET, Sainte-Croix II, p. 67, Taf. 50, Fig. 1—3.

SCHLÜTER, Cephalopoden, Pal. Bd. 21, p. 114, Taf. 34, Fig. 6—8.

Das schwach gekrümmte, wenig an Stärke zunehmende Bruchstück des Gehäuses besitzt einen längsovalen Querschnitt. Dasselbe ist mit dünnen, geraden, ringförmigen Rippen bedeckt, von denen jede dritte oder vierte mit vier Knoten verziert ist; je einer derselben liegt auf der Ober- und Unterseite, zwei auf der Aussenseite. Die letzteren sind in der Richtung der Windungsebene zusammengedrückt und erscheinen dadurch zahnartig. Die von PICTET an obigem Orte gegebene Abbildung stimmt hiermit gut überein. Von der von SCHLÜTER l. c. gegebenen Abbildung und Beschreibung *Anisoceras plicatile* weicht unser Gehäuse dadurch ab, dass die Rippen geradlinig verlaufen und nicht auf der Innen- und Aussenseite nach vorn, auf den Flanken nach hinten gebogen sind. Auch ist die schräge Stellung

der Höcker kaum bemerkbar. Nach Pictet kommt diese Art vor in den *gres verts.*

Schlüter nennt *Anisoceras plicatile* aus dem *Rotomagensis*-Plaener von Lichtenau i. W.

Unser Exemplar stammt aus dem Einschnitt der Chaussee von Lengerich nach Tecklenburg.

Turrilites cenomanensis, Schlüter 1875.

Schlüter, Cephal., Pal. Bd. 24, p. 131, Taf. 37, Fig. 6 bis 8.

Sehr häufig an allen Aufschlusspunkten.

Baculites baculoides, Mnt., vergl. p. 21.

Ebenfalls nicht selten.

Inoceramus orbicularis, Münst. bei Schlüter.

Häufig.

Inoceramus virgatus, Schlüter 1876.

Schlüter, Kreidebivalven, Pal. 24, p. 275.

Syn. *Inoceramus Lamarckii,* Goldf., Petr. germ. Taf. 111, Fig. 2.

Inoceramus striatus, Mnt., Goldf. bei v. Strombeck.

Zusammen mit der vorigen Art, aber seltener.

Lima cenomanensis, d'Orb.

d'Orb., Pal. franç. Ter. crét. tom., p. 552, Pl. 421, Fig. 11 bis 15.

Diese Art, welche sich auch in der nächstfolgenden Zone vorfindet, unterscheidet sich von der nachstehenden *Lima granulata,* Nilss. durch die grössere Zahl der Rippen und weniger breiten Zwischenräume.

Selten am nördlichen Bergabhange oberhalb Lengerich, *Pecten* cf. *orbicularis,* Sow., vergl. p. 20.

Es liegt nur eine unvollkommen erhaltene Schale vor, welche gleichfalls am obigen Orte gefunden wurde.

Pinna?

Der in einem kleinen Bruche am Wege nach Stapenhorst gefundene, 30 Millimeter lange, flach kegelförmige Steinkern zeigt keine charakteristischen Merkmale, welche eine weitere Bestimmung zulassen.

Terebratulina rigida, Sow., vergl. p. 20.

Diese kleine Art, welche sich in den unteren Schichten, oberhalb der Schicht mit *Hemiaster Griepenkerli* nicht selten findet, wurde in den höheren dieser Zone nicht beobachtet.

Terebratulina chrysalis, v. Schloth.

Schloenbach, Kreidebrachiopoden, Pal. 13, p. 277, Taf. 38, Fig. 3.

Ebenda, nicht häufig.

Terebratula biplicata, Sow.

Schloenbach, Brachiopoden d. nordd. Cen. l. c., p. 433, Taf. 21, Fig. 6.

An allen Aufschlusspunkten, namentlich in den oberen Schichten nicht selten.

Megerlia cf. *lima Defr.*

Schloenbach, Brachiopoden l. c., Taf. 22, Fig. 8.

Die aus den oberen Schichten stammenden, ziemlich grossen Steinkerne zeigen einen gerundet fünfseitigen Umriss und einen nach der Rückseite aufgebogenen Stirnrand, welcher bei der von Schloenbach gegebenen Abbildung geradlinig verläuft.

Peltastes clathratus, Agassiz.

Wright, Thom. Monograph. of the fossil. Echinid of cretaceous form., Pal. Soc. Vol. XII, p. 156, Pl. 32.

Cotteau, Pal. franç. Ter. crét. Echinides reg., p. 118, Pl. 1028, Fig. 8—18.

Der folgenden Beschreibung liegen zwei Exemplare zu Grunde, von denen das besterhaltene 9 Millimeter breit und 6 Millimeter hoch ist. Die Schale besitzt eine kugelige Gestalt, ist am Scheitel abgeplattet und geht durch abgerundete Kanten in die flache Basis über. Die schmalen, nur wenig gebogenen Ambulacralfelder tragen zwei Reihen gedrängt stehender Körnchenwarzen, deren Zahl etwa 10 ausmacht. Die gleichfalls nur wenig gebogenen Porenstreifen sind mit rundlichen, schräg stehenden Doppelporen versehen. Auf den breiten Interambulacralfeldern erheben sich 3 Paar gekerbte, nicht durchbohrte Stachelwarzen (von denen sich einige durch ihre besondere Grösse auszuzeichnen pflegen), den schmalen Mittelgürtel zieren zwei wellig gebogene Wärzchenreihen,

neben welchen noch einige andere, unregelmässig zerstreute Wärzchen auftreten. Das Peristom wird durch 10 kleine Einschnitte in 10 fast gleiche Theile zertheilt. Der After, welcher eine rundlich viereckige Gestalt besitzt, ist durch eine überzählige Platte aus dem Scheitel in der Medianebene nach hinten gerückt. Von der Schale hebt sich das grosse Scheitelschild, welches nahezu die ganze obere Seite bedeckt, scharf ab. Die einzelnen Platten desselben sind durch breite und tiefe Einschnitte von einander getrennt und erscheinen dadurch stark gekerbt. Das von Cotteau l. c. Fig. 13 abgebildete Scheitelschild stimmt mit dem, welches unsere Exemplare zeigen, gut überein.

Dieser Echinid unterscheidet sich durch die kleine rundliche Form, durch das grosse Scheitelschild mit den zahlreichen tiefen Einschnitten, sowie durch die flache Basis von den übrigen verwandten Arten.

In Deutschland kommt diese Art vor in der Kreide von Lüneburg; nach Wright ist sie häufig im oberen Grünsand von Warminster, nach Cotteau selten im Cenoman von Le Havre (Seine inférieure), La Perrière (orne), Craie à Scaphites. Unsere Exemplare wurden in den tiefsten Schichten der oben genannten Zone am nördlichen Bergabhange gefunden.

Discoidea cylindrica, Agassiz.

Agassiz, Echinides Suisses, Tab. 6, Fig. 13. 15.

Wurde nur einmal in diesen Schichten im Einschnitt der Chaussee nach Tecklenburg gefunden.

Hemiaster Griepenkerli, Stromb.

Désor, Synopsis d. Echinides fossiles, p. 377.

Das grösste mir vorliegende Exemplar misst in der Länge 55 Millimeter, in seiner grössten Breite am Ende des vorderen Drittels 52 Millimeter und in seiner grössten Höhe 31 Millimeter. Der Umriss der Schale ist herzförmig, hinten leicht durch das unten flach concave Analfeld, vorn stärker durch den Sinus gefurcht. Der Scheitel fällt mit dem Punkte der höchsten Höhe zusammen und liegt in der Mitte, ein wenig nach vorn. Der kielartige Rücken verläuft vom Scheitel nach dem Hinterrande horizontal, und fallen die Seiten von demselben allmählich ab. Die-

selben gehen ohne Kanten in die flache Basis über, auf welcher jedoch das Plastrum deutlich hervorspringt. Der vordere Theil der Schale zeigt einen breiten, flachen Sinus, der in der Nähe des Randes auf der Unterseite am tiefsten ist, sich nach oben zu mehr zusammenzieht und verflacht, aber deutlich bis zum Scheitel sichtbar bleibt. Der Mund liegt am Ende des vorderen Fünftels. Derselbe scheint eine querzweilippige Gestalt zu besitzen. Der After ist längsoval und liegt im oberen Theile des gerundet dreiseitigen Analfeldes, welches mit dem Rücken einen Winkel von 120° einschliesst. Die Ambulacralfelder sind schmal, die Interambulacralfelder, deren grosse Platten auf der Oberseite der Schale polsterartig gewölbt sind, breit. Das unpaare, im Sinus gelegene Ambulacrum unterscheidet sich von den übrigen durch seine schmälere Form und die andere Ausbildung seiner Poren. Die letzteren sind klein und rund; die zusammengehörigen, deren Verbindungslinie schräg nach innen und unten gerichtet ist, werden durch ein stark hervortretendes Körnchen getrennt. Der Raum zwischen den Doppelporen in den Porengängen ist breiter als diese selbst und mit zahlreichen feinen Körnchen erfüllt.

Die anderen der getuloiden, paarigen Ambulacren sind fast doppelt so lang, als die hinteren. Die Ausbildung der Poren ist in allen vieren gleich. Die am Scheitel fast runden, weiter unten querovalen, schräg stehenden Poren werden hier durch eine Rippe verbunden. Der Raum zwischen denselben in den Porengängen ist ebenso breit wie die Poren und mit einer einzigen, der Rippe und den Poren parallelen Reihe von Körnchen besetzt. Der zwischen den Porenstreifen liegende Theil der Ambulacren ist nahezu glatt. An dem compacten Scheitelschild lassen sich deutlich die vier grossen Oeffnungen der Genitaltäfelchen erkennen, weniger gut die der Augentäfelchen.

Die Schale ist auf der ganzen Oberfläche mit kleinen durchbohrten und gekerbten Wärzchen bedeckt, welche von zahlreichen Körnchen umgeben werden. Nur auf der Basis sind die hinteren Ambulacralfelder zu beiden Seiten des Plastrums fast glatt, während dieses selbst bis hart zum Mundrande mit Wärzchen bedeckt ist.

Eine fein granulirte, gerundet vierseitige Peripitalfasciole umgiebt die blattförmigen Ambulacren.

Das hier beschriebene Exemplar, welches ich mit den Originalen der oben genannten Species verglichen habe, und welches damit vollständig, soweit sich erkennen liess, übereinstimmt, weicht von der von Désor l. c. gegebenen Diagnose darin ab, dass die vorderen und hinteren Ambulacren nicht fast gleich (presque egaux) sondern wesentlich ungleich sind und im Verhältniss von 2 : 1 stehen.

Die Art fand sich in einem kleinen Einschnitt am Fusswege nach Leeden und in einem Hohlwege, der nach der Mergelgrube von Schulteherkendorf führt.

3. Zone des Ammonites Rhotamagensis und Holaster subglobosus.

Oxyrhina Mantelli, Ag.

Geinitz, Elbthalgebirge II, p. 207, Taf. 38, Fig. 5.

Es wurde nur einmal oberhalb der Irrenanstalt ein 20 Millimeter langer, an der Basis 8 Millimeter breiter und 5 Millimeter hoher Zahn gefunden.

Ammonites varians, Sow., vergl. p. 20.

Nicht selten in den unteren fleckigen Schichten.

Ammonites Mantelli, Sow., vergl. p. 22.

Mit der vorigen Art

Ammonites Rhotomagensis, Brongn.

Schlüter, Cephal., p. 15, Taf. 6, Fig. 2.

Nicht selten. Die Gehäuse erreichen eine Grösse von 300 Millimeter und darüber.

Scaphites aequalis, Sow.

Schlüter, Cephal., Pal. 21, p. 72, Taf. 23, Fig. 1—4.

Häufig in den fleckigen Schichten.

Turrilites cenomanensis, Schlüter, vergl. p. 24.

Wurde in diesen Schichten nur einmal gefunden und zwar oben am Bergrücken, oberhalb Lengerich.

Turrilites Scheuchzerianus, Bose.

Schlüter, Cephal., Pal. 24, p. 123, Taf. 36, Fig. 11.

Von dieser durch die einfachen scharfen Rippen leicht kenntlichen Art wurde nur ein Bruchstück am Finkenberge gefunden.

Baculites baculoides, Mnt., vergl. p. 21.

Nicht häufig.

Pleurotomaria lineraris, Mnt.

Syn. *Pleurotom. perspectivu,* Sow.

» » *distincta,* Dujard, A. Römer.

Geinitz, Elbthalgebirge II, p. 165, Taf. 29, Fig. 10.

Es liegt nur ein gut erhaltenes Gehäuse aus den unteren Schichten vor.

Lima cenomanensis, d'Orb., vergl. p. 24.

Sehr selten am nördlichen Bergabhange.

Lima cf. *simplex,* d'Orb., Geinitz, Elbthalgebirge I, p. 205, Taf. 43.

Es wurde nur eine nicht vollständig erhaltene Schale am Fusswege nach Leeden gefunden. Dieselbe ist 20 Millimeter lang, schief eirund und auf der ganzen Oberfläche mit zahlreichen feinen, von concentrischen Anwachsringen durchbrochenen Streifen versehen. Die mit obiger Art verwandte *Lima Hoperi* ist breiter und zeigt diese Streifung nur an den Buckeln und neben den geraden Schlosskanten, während der mittlere Theil der Schale glatt ist.

Ostrea cf. *hippopodium,* Nilss.

Geinitz, Elbthalgebirge I, p. 177, Taf. 39, Fig. 13.

Die 20—25 Millimeter grossen Schalen sind in der Regel nur mit dem Wirbel angewachsen. Die linke Schale ist hochgewölbt, länglich rund und nach vorn mehr oder weniger flügelartig ausgezogen. Die Oberfläche derselben ist mit schwachen blätterigen Anwachsringen versehen; unter dem schnabelartig nach vorn übergebogenen, in der Regel aber abgestumpften Wirbel liegt die dreiseitige Ligamentgrube. Zu beiden Seiten derselben ist die Schale am Rande gekerbt. Diese Kerbung bleibt fast bis zum Unterrande, neben einer sich allmählich von den Rändern entfernenden kreisförmigen Rinne sichtbar. Der Muskeleindruck liegt ein wenig nach vorn, in der Mitte der Schale. Die rechte Klappe ist blätterig, concav und nur in der Nähe des Wirbels gewölbt.

Die hier beschriebene Art, deren äussere Gestalt am besten durch die von Geinitz l. c. gegebene Abbildung wiedergegeben ist, zeichnet sich von der, mir aus dem Scaphiten-Plaener vorliegenden *Ostrea hippopodium* durch stärkere Wölbung der Schale aus.

Nicht selten in den oberen Schichten dieser Zone.

Exogyra cf. *sigmoidea,* Rss.

Geinitz, Elbthalgebirge I, Taf. 41, Fig. 14—27.

Der Erhaltungszustand der wenigen, nur in einem Steinbruch am Galgenknapp in den obersten Schichten gefundenen Exemplare gestattet keine vollkommen sichere Bestimmung.

Terebratula biplicata, Sow., vergl. p. 25.

Nicht selten in den unteren Schichten.

Rhynchonella Mantelliana, Sow.

Geinitz, Elbthalgebirge I, p. 166.

Unsere Individuen, welche mit den in der Königlichen Bergakademie aufbewahrten, zahlreichen Exemplaren der Schloenbach-schen Sammlung vortrefflich übereinstimmen, zeigen einen deutlichen Sinus und weichen dadurch von den Abbildungen bei Schloenbach und Geinitz ab. Letzterer bemerkt jedoch, dass die obige Art häufig der *Rh. pisum* sehr ähnlich werde, welche einen deutlichen Sinus besitzt. Von dieser letzten Art unterscheidet sie sich durch die geringere Zahl der scharfen dachförmigen Rippen.

Rhynchonella Grasana, d'Orb.

Schloenbach, Brachiop. d. nordd. Cen., p. 496, Taf. 23, Fig. 8. 9.

Sehr selten, mit der vorigen Art in den unteren Schichten.

Discoidea cylindrica, Ag.

Häufig.

Holaster subglobosus, Ag.

Zittel, Palaeontologie, Bd. I, p. 535, Fig. 394.

Häufig mit der vorigen Art.

Pentracrinus sp.

Das kleine Stielglied besitzt einen gerundet fünfseitigen Umriss. Die Gelenkfläche zeigt 5 lanzettliche, bis zum Rande gehende

Blätter, welche von kleinen Zähnchen begrenzt werden. Die unvollkommene Erhaltung gestattet keine nähere Bestimmung.

Wurde nur einmal in den obersten Schichten dieser Zone am Galgenknapp gefunden.

II. Oberer Plaener.

4. Zone des Actinocamax plenus?

In den zu dieser Zone gerechneten Schichten wurden keine Versteinerungen gefunden.

5. Zone des Inoceramus labiatus und Ammonites nodosoides (Mytiloides-Plaener).

Inoceramus mytiloides, Mnt.
Inoceramus labiatus, v. Schloth.
Goldf., Petr. Germ., p. 118, tab. 113, Fig. 4.

Ueberaus häufig am Galgenknapp.

Terebratula semiglobosa, Sow.
Sow., Min. Conch., p. 48, pl. 15, Fig. 9.

Ich sammelte nur zwei grosse verdrückte Exemplare in den oberen Schichten, links von der Chaussee nach Osnabrück.

Rhynchonella Cuvieri, d'Orb. } Geinitz, Elbthalg. II,
Syn. *Rhynchonella plicatilis*, Sow. } Taf. 7, Fig. 5—15.

Wurde nur einmal gefunden, zusammen mit der letzteren Art.

6. Zone des Inoceramus Brongniarti und Ammonites Wollgari (Brongniarti-Plaener).

Fischwirbel. Der im südlichen Einschnitte der Bahn gefundene Wirbel ist 20 Millimeter breit, 8 Millimeter hoch, kreisrund und vorn und hinten von 2 flachen Hohlkegeln begrenzt. Von der Mitte strahlen zahlreiche, feine radiale Rippen aus, welche

durch concentrische Anwachsringe durchbrochen werden. Die Farbe der Rippen ist schwarz, die der Ausfüllungsmasse gelblich braun.

Serpula (?) Amphisbaena Goldf. sp. Syn. *Gastrochaena Amphisbaena* Goldf., Geinitz I, pag. 231, Taf. 52, Fig. 8.

Das 25 Millimeter lange, 5 Millimeter breite Bruchstück der walzenförmigen Röhre ist wenig gekrümmt und zeigt nur eine geringe Wachsthumszunahme. Aeusserlich ist dieselbe glatt und nur von feinen 3—4 Millimeter von einander entfernten, kantigen Ringen umgeben.

Schlüter[1]) hebt besonders hervor, dass die wurmförmigen Röhren dieser Art in Westfalen niemals in Treibholz steckend, sondern nur von der gewöhnlichen Gebirgsmasse umschlossen, gefunden wurden. Dasselbe gilt auch von unserem Exemplar. Er führt diese Art an aus der Zone des *Actinocamax plenus* und bezweifelt das Vorkommen in jüngeren Schichten, wofür aber das vorliegende Bruchstück, welches dem tiefsten Brongniarti-Plaener angehört und in einem Steinbruch an der Südseite des Galgenknapps gefunden wurde, spricht.

Serpula Seebachii, nov. sp.

Die dünne leicht gebogene Röhre ist der ganzen Länge nach aufgewachsen. Dieselbe besitzt einen runden Querschnitt und misst im Durchmesser am vorderen, dickeren Ende bei 11 Millimeter Länge 1,5 Millimeter.

Aeusserlich ist die Schale mit zahlreichen Längslinien geziert und von hohen, kantigen, 2—3 Millimeter von einander entfernten Ringen, welche der Basis gegenüber winkelig nach vorn aufgebogen sind, umgeben. Die Röhre erscheint dadurch gegliedert.

Unsere Art unterscheidet sich durch die eigenthümliche Verzierung der Schale leicht vor allen anderen Formen. — Wurde nur einmal im Steinbruch von Welp, in den oberen Schichten dieser Zone gefunden.

---

[1]) Schlüter, Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 28, pag. 470. Anmerkg. u. Pal. Bd. 24, pag. 217.

Ammonites Carolinus, d'Orb.

Schlüter, Cephal., Pal. 21, pag. 27, Taf. 9, Fig. 6.

Das nur theilweise erhaltene Gehäuse besitzt einen Durchmesser von etwa 25 Millimeter. Auf der flachen Seite des letzten Umganges zählt man 31 scharfe, leicht nach vorn gebogene einfache Rippen, welche, nach der Bildung eines kleinen Höckers, mit einem zahnartigen Vorsprunge an der Bauchkante enden. Nur an wenigen Stellen bemerkt man auf der Aussenseite einen scharf abgesetzten Kiel. Die von Schlüter gegebene Abbildung stimmt mit unserem Exemplare vollständig überein.

Dasselbe wurde in den untersten Schichten dieser Zone zusammen mit *Serpula (?) Amphisbaena* gefunden.

Ammonites (?) Schlüteri nov. sp.

Das 50 Millimeter lange Windungsfragment lässt den Querschnitt nicht mehr erkennen. Die flachgewölbte Seite desselben ist mit einfachen, gleich starken, runden, kräftigen Rippen bedeckt, welche an der Bauchkante paarweise aus einem spitzen Höcker entspringen und leicht gekrümmt, unter sich parallel über die Flanken laufen. Die concaven, zwischen alten Rippen (auf den Seiten) gleichen Zwischenräume sind ebenso breit wie die Rippen selbst. Man zählt auf die angegebene Länge 24 Rippen, ihr Abstand beträgt 2 Millimeter.

Die deutsche Kreide und, soweit ich aus der mir zugänglichen Literatur ersehen konnte, auch die Kreideterritorien der übrigen Länder, weisen keine ähnliche, durch die eigenthümliche Berippung leicht kenntliche Form, von der es jedoch zweifelhaft bleibt, ob sie der Gattung *Ammonites* oder *Crioceras* angehört, auf. Ich belege sie daher nach Herrn Prof. Schlüter mit dem obigen Namen.

Das beschriebene Exemplar stammt aus dem unteren Steinbruch von Rietbröck und Kröner.

Crioceras ellipticum, Mnt.

Schlüter, Cephal. Pal. 21, p. 100, Taf. 30, Fig. 11 u. 12.

Die in den Steinbrüchen im Kienebrink gesammelten, etwas verdrückten Gehäuse stimmen in der Sculptur der Schale vollständig mit der Darstellung dieser Art bei Schlüter überein.

Pleurotomaria lineraris, Mnt. vergl. p. 29.

Es wurde nur das Fragment einer Windung in dem Steinbruch von Köhnen und Grosspeter gefunden, welches den Querschnitt der gekanteten, gekielten Umgänge und die Verzierung derselben, durch Querstreifen fein gekörnte Längslinien deutlich erkennen lässt.

Inoceramus Brongniarti, Sow., v. Strombeck.

Schlüter, Kreidebivalven, Pal. Bd. 24, p. 263.

Diese Art ist ungemein häufig in dieser Zone und erreicht eine Grösse bis zu 400 Millimeter. Vollständige, gut erhaltene Schalen sind jedoch äusserst selten. In der Regel sind dieselben verdrückt und bekommen dadurch ein mehr oder weniger fremdartiges Ansehen.

Terebratula semiglobosa, Sow.

Geinitz, Elbthalgebirge II, pag. 23—24, Taf. 7, Fig. 4a und 4b.

Die namentlich in den unteren Schichten häufige, kleine globose Form übersteigt selten die Grösse von 14 Millimeter.

An allen Aufschlusspunkten.

Rhynchonella Cuvieri, d'Orb. vergl. pag. 31.

häufig zusammen mit der vorigen Art.

Stomatopora sp.

Aufgewachsen auf einem grossen Gehäuse von *Holaster planus?*

Salenia granulosa, Forbes.

Wright, Monograph of the fossil Echinid. of cret Form. Pal. Soc. Vol. XII, pag. 156, pl. 50.

Cotteau, Pal. franç., ter. crét. Echin. reg. p. 167, T. 1089, Fig. 6—21.

Diese an dem granulirten Scheitelschild leicht kenntliche Form, welches krustenartig fast den ganzen oberen Theil der Schale bedeckt und auf den Interambulacralfeldern tiefer hinabreicht als auf den Ambulacralfeldern, ist durch Wright an obigem Orte gut abgebildet. Schlüter[1]) bemerkt, dass der Rand des Scheitel-

---

[1]) Schlüter, die Schichten des Teutob. Waldes bei Altenbeken, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 18, p. 64.

schildes gewöhnlich von feinen, an den Augentäfelchen am deutlichsten sichtbaren Körnchen umgeben werde, was sich an unserem Exemplare nicht erkennen lässt.

Diese Art hat eine grosse horizontale und verticale Verbreitung. Schlüter erwähnt sie aus dem Mytiloides-Plaener von Altenbeken, nach Wright kommt sie vor im »lower chalk« von Dower, nach Cotteau ist sie gemein im Sénomien von Vernouillet und Giverney.

Unser Exemplar wurde in den jüngeren Schichten der oben genannten Zone, in dem Steinbruch von Köhnen und Grosspeter gefunden.

Holaster planus, Mnt.

Behrens, Kreideablagerungen auf Wollin, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 30, p. 246, Taf. 11, Fig. 1.

Nicht selten in den oberen Schichten an allen Aufschlusspunkten, seltener in den unteren festen Kalken.

Infulaster excentricus, Forbes.

Ueber diese, mit der vorigen vorkommenden Art verweise ich auf pag. 43.

Ananchytes striatus, Goldf.

Goldf. Petr. Germ. I, pag. 146, pl. 44, Fig. 3.

Behrens l. c. p. 248.

Nicht sehr selten in den oberen Schichten an allen Aufschlusspunkten.

Micraster breviporus, d'Orb.

d'Orb., Pal. franç., Ter. crét. pag. 215, Pl. 869.

Behrens, l. c. pag. 243.

Nur ein schlecht erhaltenes Exemplar aus dem Steinbruch von Welp im Kienebrink.

Spongia sp.

In den Schichten dieser Zone findet man nicht selten Spongienreste, aber immer schlecht erhalten und so mit dem Gestein verwachsen, dass eine Bestimmung nicht möglich ist.

Von Pflanzenresten fand sich

Chondrites furcillatus, N. A. Römer.

A. Römer, Kreidegeb. pag. 1, Taf. 1, Fig. 1.

Hosius u. v. d. Mark, Flora der westf. Kreidef., Pal. Bd. 26, pag. 199.

Nicht selten, oft ganze Schichten durchwebend.

7. Zone des Heteroceras Reussianum und Spondylus spinosus (Scaphiten-Plaener).

Ammonites peramplus, Mnt.

Schlüter, Cephalop. pag. 31, Taf. 10, Fig. 7—13.

Die nicht seltenen Gehäuse dieser Art stimmen vollständig mit der Darstellung bei Schlüter überein.

Die Gehäuse aus dem ersten Entwickelungsstadium, von denen das grösste mir vorliegende 60 Millimeter im Durchmesser misst, tragen wenige kräftige, an der steilen Nabelkante aus runden, dicken Höckern entspringende Rippen, welche nach vorn gebogen über die gerundete Externseite laufen, wo sie durch 2—3 kürzere Rippen, welche nicht die halbe Seitenhöhe erreichen, von einander getrennt werden.

Das grosse 170 Millimeter Durchmesser haltende Gehäuse aus dem zweiten Entwickelungsstadium zeigt statt der Rippen nur 13 wellige Falten, die an der runden Nabelkante entspringen, sich auf den Seiten verbreitern, aber nicht bis zur Externseite fortsetzen. Einmal scheint neben der Verbreitung auch eine Gabelung dieser Falten einzutreten.

Ammonites Neptuni, Geinitz.

Schlüter, Cephalop., Pal. 21, pag. 36, Taf. II, Fig. 1.

Das vollständigere der seltenen, aber an allen Aufschlusspunkten gefundenen Gehäuse besitzt einen Durchmesser von 33 Millimeter und lässt drei Umgänge erkennen. Derselbe ist weit gegabelt und trägt auf dem letzten halben Umgange 12, auf dem vorletzten eine grössere Zahl von kräftigen Rippen. Letztere entspringen in einem kleinen Knoten an der Nabelkante, laufen mehr oder weniger stark nach vorn gekrümmt über die Seiten und enden,

nach der Bildung eines zahnartigen Höckers in der Nähe der Bauchkanten, an diesen mit einem, den Höckern ähnlichen, zahnartigen Vorsprunge. Die Externseite trägt einen sägeförmigen Kiel. — Die von SCHLÜTER l. c. Fig. 1 gegebene Abbildung stimmt mit unserem Exemplare gut überein.

Ammonites Austeni, SHARPE.

GEINITZ, Elbthalgeb. Taf. 34, Fig. 2.

SCHLÜTER, Cephalop., Pal. Bd. 21, pag. 38.

Die bis 70 Millimeter im Durchmesser messenden, enggenabelten Gehäuse bestehen aus wenigen, rasch an Höhe zunehmenden Umgängen, von denen der letzte stark $^2/_3$ des vorhergehenden umschliesst. Der Querschnitt der Gehäuse ist sehr verschieden, da wahrscheinlich bei allen eine Verdrückung stattgefunden hat. Es liegen sowohl flach scheibenförmige Exemplare vor als auch solche mit längsovalem Querschnitt, bei denen das Verhältniss der Breite zur Höhe 1 : 2 beträgt, wobei die grösste Breite unterhalb der halben Höhe, dem Nabel genähert liegt.

Die Oberfläche ist mit zahlreichen Rippen verziert, welche sich an der steilen, gerundeten Nabelfläche leicht erheben, anfangs gerade, dann stark nach vorn gekrümmt über die Seiten und den gerundeten Rücken laufen. Jede vierte bis siebente Rippe ist bedeutend stärker und breiter als die übrigen und wird von einer schwachen Einschnürung der Schale begleitet. Man zählt auf dem letzten Umgange eines Individuums 5, auf dem halben eines anderen 4 dieser starken Rippen. Zwischen je zweien der langen Rippen stellen sich am Bauche 2 oder 3 kürzere ein, welche theils nicht bis zur halben Seitenhöhe fortsetzen, theils darüber hinweglaufen, ohne jedoch die Nabelkante zu erreichen. An einem Gehäuse zeigt sich auch zuweilen eine Gabelung der Rippen. Die Zahl der Rippen am Bauche schwankt bei unseren Exemplaren zwischen 80—100; die Stärke derselben variirt ausserordentlich, namentlich zeigen die flach scheibenförmigen Gehäuse wahrscheinlich in Folge der Verdrückung nur eine sehr schwache Berippung.

Die von GEINITZ l. c. gegebene Abbildung stimmt mit unserer Art gut überein, während diejenige bei SCHLÜTER, welche

von einem sehr grossen Individuum entnommen ist, weniger zutreffend ist.

Nicht selten an allen Aufschlusspunkten.

Scaphites Geinitzii, d'Orb.

Schlüter, Cephalop., Pal. 21, p. 75, Taf. 23, Fig. 12—22, häufig an allen Aufschlusspunkten mit der vorigen Art.

Crioceras ellipticum, Mnt.

Schlüter, Cephalop., Pal. 21, p. 100, Taf. 40, Fig. 11 u. 12.

Neben mehreren anderen liegt mir ein besonders schön erhaltenes Gehäuse vor.

Höchst wahrscheinlich gehört das von Schlüter abgebildete Exemplar aus dem Turon von Lengerich ebenfalls diesem Horizonte an.

Crioceras Teutoburgense, nov. sp.

Es wurde nur das Bruchstück eines, einen weiten Bogen bildenden Gehäuses gefunden. Die Röhre nimmt nur langsam an Stärke zu. Bei einer Länge von 60 Millimeter beträgt die Höhe am vorderen Ende 11 Millimeter, am hinteren Ende 9 Millimeter Der Querschnitt ist längsoval. Die Oberfläche des Gehäuses ist mit einfachen auf den Seiten leicht nach vorn gebogenen Rippen· bedeckt, welche um mehr als die Eigenbreite von einander entfernt stehen. Dieselben verlieren auf der Innenseite an Deutlichkeit, während sie kräftig über die Aussenseite fortsetzen und daselbst an den Bauchkanten zwei kleine Knoten tragen. Man zählt auf 20 Millimeter Länge 11 Rippen. Am nächsten verwandt mit dieser Art ist *Toxoceras Turoniense*, Schlüter[1]) aus dem Cuvieri-Plaener von Rothenfelde, welcher eine sehr ähnliche Wachsthumszunahme und Krümmung zeigt, sich aber durch rundliche, flache knotenlose Rippen, deren Zwischenräume ebenso breit sind, unterscheidet.

Von *Toxoceras (?) Aquisgranense*, Schlüter[2]) sp. und *Ancyloceras retrorsum*, Schlüter[3]) unterscheidet sie sich bei Aehnlichkeit der Curve, durch die anders gestalteten Rippen, welche bei jenen Arten stark nach rückwärts gebeugt und knotenlos sind.

---

1) Schlüter, Cephalop., Pal. 21, p. 103, Taf. 31, Fig. 4.
2) Ebendas., pag. 102, Taf. 31, Fig. 6—8.
3) Ebendas., pag. 97, Taf. 30, Fig. 5—10.

Schliesslich mag noch erwähnt werden, dass das von SCHLÜTER[1]) abgebildete, zu *Crioceras ellipticum* gezogene Gehäuse, welches bei Langenholzen gefunden wurde, einige Aehnlichkeit in der Berippung zeigt, sich aber durch eine viel schnellere Wachsthumszunahme auszeichnet.

Hamites ellipticus, A. RÖMER.

A. RÖMER, Kreidegeb. p. 93, Taf. 14, Fig. 5.

RÖMER giebt von obiger Art folgende Diagnose: »Stark zusammengedrückt, bis 6''' dick und 3''' breit, allmählich gebogen über den schmalen Rücken weglaufend und an dessen Kante jederseits einen spitzen Höcker tragend; sie liegen fast horizontal und scheinen an der Bauchseite zu verschwinden; bei 6''' Dicke am Rücken auf 6''' Länge 5—6 Falten.« Das mir vorliegende 55 Millimeter lange, 15 Millimeter hohe und 8 Millimeter breite Bruchstück gehört dem geraden Theil dieses Hamiten an und stimmt mit der obigen Diagnose vortrefflich überein bis auf den Umstand, dass die Rippen nicht gebogen, sondern geradlinig verlaufen. Auch die Abbildung dieser Art bei RÖMER zeigt nur gerade Rippen.

SCHLÜTER[2]), welcher *Hamites ellipticus*, MANT. mit *Crioceras ellipticum* vereinigt, wirft die Frage auf, ob die von RÖMER gegebene Abbildung incorrect sei. Unser Bruchstück beweist jedoch, dass dieselbe correct, dagegen die Beschreibung in Bezug auf den Verlauf der Rippen incorrect ist, oder mit anderen Worten, dass das, was A. RÖMER als *Hamites ellipticus*, MANT. bezeichnet, nicht dasselbe ist, was MANTELL[3]) unter diesem Namen aufführt.

Es ist daher diese Art als *Hamites ellipticus*, A. RÖMER, aufrecht zu erhalten, während *Hamites ellipticus*, MNT. zu *Crioceras ellipticum*, MNT. bei SCHLÜTER gezogen werden muss.

Was FERD. RÖMER[4]) als *Hamites ellipticus* aus dem Scaphiten-Plaener von Oppeln und der Mucronaten-Kreide von Krakau ab-

[1]) SCHLÜTER, Cephalop., Pal. 24, pag. 164, Taf. 43, Fig. 1, 2.

[2]) Ebendas. Pal. 21, pag. 100.

[3]) MANTELL, geol. of Sussex, pag. 122, Tab. 23, Fig. 9.

[4]) FERD. RÖMER, Geol. von Oberschlesien, pag. 322, Tab. 37, Fig. 11 und pag. 356, Tab. 39, Fig. 6.

bildet, ist durchaus von unserer Art verschieden und in keiner Weise zu verwechseln.

Ich fand das vorliegende Exemplar im Steinbruch oberhalb der Unterführung.

Hamites sp.

Die vollständig flachgedrückten, fast geraden, nur wenig an Stärke zunehmenden Bruchstücke der Röhren sind mit einfachen geraden, oder sehr leicht nach vorn gebogenen Rippen bedeckt, welche um mehr als die Eigenbreite von einander entfernt stehen. Dieselben sind auf der Innenseite wenig deutlich und laufen, allmählich sich verstärkend, in schräger Richtung nach vorn über die Flanken und den Bauch. Man zählt auf 40 Millimeter Länge bei 12 Millimeter Höhe 19 Rippen.

Schlüter[1]) bildet ähnliche Hamitenreste aus dem Cuvieri-Plaener von Paderborn ab, mit denen die unserigen wohl zu vereinigen sein dürften. Sie unterscheiden sich von jenen durch die weniger runden, weiter von einander stehenden Rippen, während sie dieselbe Krümmung der Curve und eine ähnliche Wachsthumszunahme aufweisen.

Fundort: Einschnitt der Bahn.

Hamites cf. *multinodosus,* Schlüter.

Schlüter, Cephalop., Pal. 21, p. 106, Taf. 32, Fig. 1 u. 2.

Das 15 Millimeter lange Bruchstück der Röhre besitzt einen längsovalen Querschnitt. Die Oberfläche ist mit einfachen, geraden, dicken, runden Rippen verziert, deren Zahl auf die angegebene Länge 8 beträgt. Die letzte dieser Rippen ist bedeutend stärker als die übrigen. Alle tragen etwa auf der Mitte der Seiten feine, dünne Knoten. Diese Merkmale kommen auch dem von Schlüter[2]) abgebildeten *Hamites multinodosus* zu, welcher ebenfalls aus dem Turon von Lengerich stammt. Einen näheren Vergleich gestattet jedoch die schlechte Erhaltung unseres Fragmentes nicht.

Derselbe wurde im Steinbruch oberhalb der Unterführung gefunden.

---

[1]) Schlüter, Cephal., Pal. 21, pag. 106, Taf. 32, Fig. 3—5.

[2]) Ebendas. pag. 106, Taf. 32, Fig. 1. 2.

Heteroceras Reussianum, d'Orb.
Schlüter, Cephalop., Pal. 21, p. 105, Taf. 32, Fig. 13.

Die an allen Aufschlusspunkten gesammelten Exemplare gehören namentlich der Varietät an, welche Schlüter l. c. Fig. 13 abbildet.

Heteroceras polyplocum, A. Römer, Kreidegeb., Taf. 14, Fig. 1. 2.
Syn. *Turrilites Saxonicus*, Schlüter.
Schlüter, Cephalop., Pal. 24, p. 135, Pal. 21, Taf. 35, Fig. 10.

Von den mir vorliegenden 3 Exemplaren, welche an den verschiedenen Aufschlusspunkten der obigen Schichten gefunden wurden, zeigt das am besten erhaltene die beiden letzten Windungen des rechtsgewundenen Gehäuses. Der Querschnitt der Umgänge ist längsoval, scheint aber, wie aus einem anderen Windungsfragment hervorgeht, in ursprünglichem, nicht verdrückten Zustande mehr rund gewesen zu sein. Die Umgänge, welche nur eine geringe Wachsthumszunahme zeigen, berühren sich, und es zeigt jeder vorhergehende die Eindrücke des Folgenden. Nur der letzte Theil der Röhre verlässt die Spirale und bildet einen kurzen Haken.

Das Gehäuse ist mit zahlreichen, scharfen Rippen bedeckt, deren Zahl auf dem vorletzten halben Umgange etwa 35 beträgt. Dieselben laufen entweder der Längsaxe parallel, oder leicht nach rückwärts gekrümmt über die convexe Aussenseite, während sie auf der Innenseite undeutlich werden. Am Unterrande der ersteren gabeln sich bisweilen die Rippen oder es schieben sich daselbst noch häufiger neue ein. Sehr selten treten sie, bevor sie die Aussenseite wieder verlassen, wieder zusammen. Am Mundsaum bekommt das Gehäuse eine Einschnürung und springt die vorletzte Rippe »kragenartig« vor.

Schlüter bemerkt bei der Beschreibung des *Turrilites Saxonicus*, dass diese Art wegen der ähnlichen Berippung meist mit *Heteroceras polyplocum* verwechselt worden sei. »Ich habe«, sagte er weiter, »niemals Exemplare — es liegen rechts und links gewundene vor — mit freien Windungen gesehen. Die Art bleibt

durchweg viel kleiner als *Heteroceras polyplocum,* und es ist niemals gesehen, dass die mannichfachen, individuellen Verschiedenheiten, welche für jene Art charakteristisch sind, wie die bald schlankere Thurmgestalt, bald niedrige Kegelform, die Bildung von Höckerreihen, die hakenförmige Endigung der Wohnkammer und die Kaputze der Mündung etc. sich an *Turrilites Saxonicus* wiederfinden. Hierzu kommt, dass *T. Saxonicus* dem mittleren Plaener, *Het. polyplocum* der obersten Mucronaten-Kreide eigenthümlich, in allen Zwischenschichten nichts ähnliches bekannt ist«.

Hierzu ist zu bemerken:

1) dass eins unserer dem Scaphiten-Plaener angehörenden Exemplare die hakenförmige Endigung der Wohnkammer zeigt und in Folge dessen nicht zur Gattung *Turrilites,* sondern zu der von d'Orbigny aufgestellten Gattung *Heteroceras* [1]) gehört;
2) dass dasselbe auch die Einschnürung am Mundsaum, »die Kaputze der Mündung« wie *Heteroceras polyplocum* besitzt;
3) dass auch die mir vorliegenden Gehäuse eine ziemlich bedeutende Grösse erreichen. So misst das oben beschriebene am Mundsaum 25 Millimeter im Durchmesser, während der des fast kreisförmigen Querschnitts eines anderen Exemplares, an dem der Haken nicht vorhanden ist, 36 Millimeter beträgt;
4) dass auch viele Gehäuse von *Heterocas polyplocum* aus der Mucronaten-Kreide ausser den Rippen keine weitere Ornamentik zeigen, und also die Höckerreihen sehr oft vollständig fehlen.

Nach alledem scheint mir ein wesentlicher Unterschied zwischen *Turrilites Saxonicus* aus dem Scaphiten-Plaener und *Heteroceras polyplocum* aus der Mucronaten-Kreide nicht vorhanden zu sein. Denn dass bei den aus den zuerst genannten Schichten stammenden Gehäusen die Windungen näher an einander treten, ist vielleicht nur Folge einer seitlichen Congression.

---

[1]) C'est une *Turrilites,* dont le dernier tour devient libre et se contourne en crosse comme diez les *Ancyloceras,* d'Orbigny. Prodr. tom. II, p. 102.

Auf Grund der Formschwankungen, welche die Exemplare der Mucronaten-Kreide bisweilen auszeichnen, allein eine Trennung dieser beiden Arten vorzunehmen, scheint mir nicht thunlich. Auffällig jedoch bleibt es immerhin, dass die zwischen dem Scaphiten-Plaener und der oberen Mucronaten-Kreide liegenden Schichten keine ähnlichen Formen aufweisen.

Inoceramus Brongniarti, Sow., v. Stromb., vergl. p. 34.

Selten.

Inoceramus fundulatus Mant.

Goldf., Petr. Germ., Tab. 112, Fig. 1.

Nur ein Exemplar, welches im Steinbruch oberhalb der Unterführung gefunden wurde. Ich stelle dasselbe wegen der breiten Form und der hohen, scharfen Falten zu der obigen Art.

Ostrea hippopodium Nilss.

Geinitz, Elbthalgeb. II., p. 179, Taf. 8, Fig. 6.

Behrens, Kreideablagerungen l. c. p. 260.

Aufgewachsen auf *Infulaster excentricus*; selten.

Terebratula semiglobosa, Sow., vergl. p. 34.

Häufig an allen Aufschlusspunkten.

Terebratulina striatula Mnt.

Geinitz, Elbthalgeb. II., Taf. 7, Fig. 16. 17.

Nur ein Exemplar aus dem Bruch oberhalb der Unterführung.

Terebratulina rigida, Sow., vergl. p. 20.

Sehr häufig an allen Aufschlusspunkten.

Rhynchonella Cuvieri, d'Orb., vergl. p. 31.

Wie die vorige Art.

Ananchytes striatus, Goldf., Petr. Germ. I, p. 146, p. 44, Fig. 3.

Behrens, Kreideablagerungen l. c. p. 248.

Sehr häufig.

Holaster planus, Mnt., vergl. p. 35.

Sehr häufig mit der vorigen Art.

Infulaster excentricus, Forbes.

Behrens, Kreideabl. l. c. Bd. 30, p. 246, Taf. 11, Fig. 2.

Die mir vorliegenden Exemplare, welche vortrefflich mit der Abbildung und Beschreibung bei Behrens übereinstimmen, ge-

statten mir noch Folgendes zur Charakterisirung der Art hinzuzufügen:

Die Poren des unpaaren, im tiefen Sinus gelegenen Ambulacrums sind rund, äusserst klein, jedoch noch mit blossem Auge erkennbar. Die Porenpaare stehen in den Porengängen ziemlich weit von einander entfernt und sind schräg nach innen und unten gerichtet. Die Poren der paarigen Ambulacren sind ebenfalls klein, am Scheitel rund, weiter unten quer oval. Die weit auseinanderstehenden Porenpaare liegen sämmtlich, so weit sich erkennen lässt, hart am Unterrande der Porentäfelchen. Die Porengänge lassen sich bis zum Rande einer deutlich erkennbaren, sehr fein gekörnten Marginalfasciole[1]) verfolgen, welche die Schale in etwa $^1/_3$ der Höhe umzieht. — Die vier runden Oeffnungen der Genitalplättchen am verlängerten Scheitelschilde sind ziemlich gross.

Die ganze Schale ist mit vielen kleinen, durchbohrten und gekerbten Wärzchen bedeckt, welche von Körnchen umgeben werden. Unterhalb der Fasciole sind die Wärzchen grösser und stehen daselbst gedrängter. Nur die Begrenzungswände des Sinus, welche von einer Reihe von schwachen (perlschnurartig an einander gereihten) Knötchen gebildet werden, zeigen am steilen übergebogenen Theil bis zum Scheitel mehrere parallele Reihen stärkerer Wärzchen, welche alle übrigen an Grösse übertreffen; die Zahl derselben in jeder Reihe schwankt zwischen 1 und 3. Die Stacheln sind sehr klein und dünn, besitzen eine cylindrische bis pfriemförmige Gestalt und zeigen unter der Lupe eine feine Längsstreifung.

Micraster sp.

Der unvollkommene Erhaltungszustand des einzigen, im Steinbruch oberhalb der Unterführung gefundenen Exemplars gestattet keine nähere Bestimmung.

---

[1]) Zittel (Paläontologie Bd. I, p. 536) sagt bei der Beschreibung der Gattung *Infulaster*, dass dieselbe eine Subanalfasciole besitzt, erwähnt dagegen von einer Randfasciole nichts. Unser Exemplar zeigt die erstere nicht und in Uebereinstimmung mit der von Désor (*Synopsis* p. 348) gegebenen Diagnose des *Inf. Borchhardi* Hag., welcher mit unserer Art synon., nur eine Randfasciole.

Aufgewachsen auf *Ananchytes* fand sich, ausser einigen der Gattung *Diastopora* und *Stomatopora* angehörigen Bryozoen, eine kleine, spiral eingerollte Kalkröhre, welche oben zur Gattung *Spirorbis* gestellt wurde. Ich vermag die Zugehörigkeit derselben zur obigen Art nicht näher zu prüfen, bemerke aber, dass die letztere, in den paläozoischen Ablagerungen häufige Art, nach Zittel [1]) auch in jüngeren Formationen, ja sogar recent vorkommt.

Ausser den hier angeführten Petrefacten liegen noch unbestimmbare Steinkerne von Gastropoden und Spongien vor.

Zur besseren Uebersicht gebe ich p. 50—52 eine Tabelle über die Vertheilung der Petrefacten in den verschiedenen Zonen.

Es erübrigt nun noch einen kurzen Vergleich über die Entwickelung des Plaeners in den verschiedenen Theilen des Teutoburger Waldes anzustellen, wobei namentlich die Gegend von Altenbeken zu berücksichtigen ist, da von dort die Schichten durch Schlüter [2]) am besten bekannt geworden sind.

Es fällt uns zunächst dabei die ungewöhnlich mächtige Entwickelung der Tourtia in unserem engeren Gebiete auf, von der an anderen Orten wie bei Altenbeken und an der kleinen Egge zwischen Kohlstedt und Externsteine [3]) nur die oberen Schichten des »Versteinerungsarmen Plaenermergels« bekannt geworden sind, während die unteren Schichten mit *Belemnites ultimus* und *Avicula gryphaeoides* nirgendwo weitere Aufschlüsse bieten.

Auch die Grenzschicht gegen die Tourtia mit *Hemiaster Griepenkerli*, welcher bereits dem Varians-Plaener angehört, wurde nur bei Lengerich beobachtet. Der letztere selbst, so wieder Rhotomagensis-Plaener zeigen an allen Aufschlusspunkten (Altenbeken, Lichtenau, Iburg, Riesenbeck etc.) eine ähnliche Entwickelung. In dicken Bänken abgesonderte Kalke und Mergelkalke bilden das vorherrschende Gestein. Die Grenze zwischen beiden Zonen ist überall keine ganz scharfe und giebt sich fast ausschliesslich durch

---

[1]) Zittel, Paläontologie Bd. I, p. 564.

[2]) Schlüter, die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken, Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 18, p. 56.

[3]) Schlüter, Verbreitung d. Cephalop. ebenda Bd. 28, p. 457.

das häufigere Vorkommen oder Zurücktreten einiger charakteristischer Species zu erkennen.

Ob die dem Rhotomagensis-Plaener bei Lengerich aufgelagerte, wenig mächtige Schichtenfolge, welche als fraglich zur Zone des *Actinocamax plenus* gestellt wurde, auch an anderen Punkten vorkommt, oder ob sie den bei Altenbeken auftretenden, versteinerungsleeren, roth gefärbten Mergelkalken, welche dem Mytiloides-Plaener angehören, entspricht, lässt sich bei dem Mangel aller Versteinerungen nicht feststellen.

Der Mytiloides-Plaener selbst ist durch das massenhafte Vorkommen von *Inoceramus labiatus* charakterisirt und besteht aus rasch verwitternden Plaenermergeln und Mergelkalken (wie bei Lengerich) oder es treten zunächst roth gefärbte Mergelkalke im Liegenden auf (zwischen Altenbeken und Schwanei), welche wiederum an anderen Orten (bei Oerlinghausen) mit grauen Mergeln wechsellagern.

Die Zone des *Inoceramus Brongniarti* und *Ammonites Woolgari* ist in unserem Gebiete als eigentlicher Brongniarti-Plaener entwickelt, die Galeritenfacies tritt nicht auf. Sie zerfällt an allen Aufschlusspunkten in eine untere, feste, kalkige und eine obere, mergeligere Schichtenfolge. Die wenigen organischen Einschlüsse sind überall wesentlich dieselben. Auch diese Zone besitzt bei Lengerich eine bedeutende Mächtigkeit, während sie weiter südlich nur als schmales Band auftritt.

Eine wesentlich verschiedene Ausbildung, sowohl in petrographischer als auch paläontologischer Beziehung hat die nächst jüngere Zone des *Heteroceras Reussianum* und *Spondylus spinosus* erfahren. Dieselbe besteht im südlichen Theile des Teutoburger Waldes bei Neuenbeken aus einem glaukonitischen, wulstigen, festen, dunklen Gestein, welches fast ausschliesslich *Micraster breviporus*, *Terebratula semiglobosa* und vereinzelt auch *Spondylus spinosus* führt. Im weiteren Verlaufe nach Nordwesten tritt sie bei Oerlinghausen und Brackwede als typischer Scaphitenplaener auf, verwandelt sich in der Gegend von Borgholzhausen nordwestlich von Bielefeld in einen conglomeratartigen Grünsand — welcher in der Literatur unter dem Namen »Grünsand von Rothenfelde« be-

kannt ist — um wiederum bei Lengerich die Facies der eigentlichen Scaphitenschichten zu zeigen.

Die folgende Zone des *Inoceramus Cuvieri* und *Epiaster brevis*, mit welcher der Plaener da, wo er vollständig entwickelt ist, abschliesst, zeigt eine überaus mächtige Entwickelung in der Gegend von Paderborn und tritt im nordwestlichen Theile des Teutoburger Waldes zum letzten Male bei Rothenfelde inselartig aus dem Diluvium hervor.

In der nachstehenden Tabelle (p. 48 u. 49), welche ich nach Schlüter[1]), v. Strombeck[2]) und Ewald[3]) zusammengestellt habe, gebe ich eine vergleichende Uebersicht über die gleichalterigen Schichten des Plaeners im nordwestlichen und südlichen Theile des Teutoburger Waldes, im südlichen Westfalen und im nordwestlichen Deutschland nächst dem Harze.

---

[1]) Schlüter, die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken, Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. Bd. 18, p. 56.

Schlüter, Verbreitung d. Cephalop. Bd. 24, p. 205.

[2]) von Strombeck, Gliederung des Plaeners im nordwestl. Deutschl. nächst dem Harze, Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 9, p. 465.

[3]) Schloenbach, Brachiop. d. nordd. Cenomanbild., Benecke I.

Vergleichende Uebersicht der Plaenerbildungen von Lengerich und derjenigen benachbarter Gebiete.

	Benennung der Schichten nach Schlüter	Nordwestlicher Theil des Teutoburger Waldes bei Lengerich	Südlicher Theil des Teutoburger Waldes bei Altenbeken	Nordwestliches Deutschland nächst dem Harze	Südliches Westfalen
Oberer Plaener	Zone des *Inoceramus Cuvieri* und *Epiaster brevis*		Weissgraue, dünngeschichtete, magere Kalke (Schichten mit *Epiaster brevis*)	Mergelige Kalke und Mergel mit Grünsandlagen (Cuvieri-Schichten)	Weissgraue dünngeschichtete, magere Kalke, z. Th. glaukonitisch
	Zone des *Heteroceras Reussianum* u. *Spondylus spinosus*	Graue, dünngeschichtete Kalke und Mergel	Feste, wulstige, dunkelgraue Kalke mit Glaukonitkörnern (Schichten mit *Micraster Leskei*)	Graue und schneeweisse Kalke, fest und dann von muscheligem Bruche, oder milde und kreideartig (Scaphiten-Schichten)	Grünsand von Soest
	Zone des *Inoceramus Brongniarti* u. *Ammonites Woolgari*	Graue und graublaue Kalke und Mergel bläulich-weisse, dünngeschichtete, feste Kalke	Mergelige, dünngeschichtete graue Kalke Feste, zellig angefressene Kalke	Graue und schneeweisse Kalke, fest und dann von muscheligem Bruche, oder milde und kreideartig (Brongniarti-Schichten und Galeriten-Schichten)	Gelblich-weisse, dickgeschichtete, milde Mergel
	Zone des *Inoceramus labiatus* und *Ammonites nodosoides*	Mergelige, gelbliche graue Kalke und Mergel	Grauweisse, vielfach zerklüftete Mergel und rothe, mergelige, feste Kalke	Fleischrother, mergeliger Kalk, ziemlich fest, z. Th. von muscheligem Bruche. Meist sehr zerklüftet	Hellgraue, rasch verwitternde Plaenermergel
	Zone des *Actinocamax plenus*	Dunkelblaue, fleckige Mergelschiefer Gelblich-grünliches, wulstiges Gestein } Zone des *Actinoc. plenus?*			Lockerer, kalkig-thoniger Mergel mit eingebetteten, dicken Glaukonitkörnern
Unterer Plaener	Zone des *Ammonites Rotomagensis* u. *Holaster subglobosus*	Bläulichweisse, dick geschichtete feste Kalke Gelbige, fleckige Kalke	Weisse feste Kalke Weisse Kalke und Mergel	Grauweisse, massige Kalke, meist fest, selten milde und kreideartig } Arme Rhotomagensis-Schichten Feste graue Kalke mit Neigung zur ungeradschieferigen Absonderung, abwechselnd mit grauen bröckeligen Mergelbänken	
	Zone des *Ammonites varians* und *Hemiaster Griepenkerli*	Blaue, dickgeschichtete Kalke nach unten abwechselnd mit bröckeligen Mergelbänken Mergel mit *Hemiaster Griepenkerli*	Blaue in dicken Bänken abgesonderte, feste Kalke	Turriliten-Schichten Feste graue Kalke und Mergel wie in der vorigen Zone Schichten mit *Anc. Mantelli, Holaster carinatus, Hemiaster Griepenkerli*	Grüngefärbter, glaukonitischer, sandiger Mergel, ohne Thoneisensteinkörner
	Zone des *Pecten asper* u. *Catopygus carinatus* (*Tourtia*)	Versteinerungsarmer Plaenermergel mit Lagen von Kalksteinkugeln; Schichten mit *Ammonites varians* u. *Avic. gryphaeoides* blaues, bröckeliges, quarzig thoniges Gestein; Schichten mit *Avic. gryph.* Gelbliche Mergel mit *Belemnites ultimus*	Versteinerungsarmer Plaenermergel, mit Lagen von Kalksteinkugeln	Grüne thonige Sande und Mergel (Grünsand mit *Belemnites ultimus* und *Avicula gryphaeoides*)	Unterer Grünsand mit eingestreuten braunen Thoneisensteinkörnern
		Flammenmergel ?	Schichten mit *Ammonites plend.* und *Avic. gryph.*	Flammenmergel	Productive Kohlenformation

No.	Bezeichnung der Art	Unterer Plaener			Oberer Plaener				
		Zone des *Pecten asper* u. *Catopygus carinatus*	Zone des *Ammonites varians* u. *Hemiaster Griepenkerli*	Zone des *Ammon. Rhotomagensis* und *Holaster subglobosus*	Zone des *Actinocamax plenus*	Zone des *Inoceramus labiatus* und *Am. nodosoides*	Zone des *Inoceram. Brongn.* u. *Ammonites Woolgari*	Zone d. *Heteroceras Reussianum* und *Spondylus spinosus*	Zone des *Inoc. Cuvieri* und *Epiaster brevis*
1	*Oxyrhina Mantelli* Ag.	.	.	+					
2	Fischwirbel	.	.	.	.	.	+		
3	*Serpula* sp.	+							
4	» *gordialis*	+							
5	» *Seebachii* nov. sp.	.	.	.	.	.	+		
6	» *amphisbaena* Goldf.	.	.	.	.	.	+		
7	*Spirorbis?*	.	.	.	.	.	.	+	
8	*Belemnites ultimus* d'Orb.	+							
9	» nov. sp.	+							
10	*Baculites baculoides* Mant.	+	+	+					
11	*Turrilites Cenomanensis* Schlüt.	.	+	+					
12	» *Scheuchzerianus* Bosc.	.	.	+					
13	*Anisoceras Saussureanus* Pict.	.	+						
14	*Heteroceras polyplocum* A. Römer	.	.	.	.	.	.	+	
15	» *Reussianum* d'Orb.	.	.	.	.	.	.	+	
16	*Hamites simplex* d'Orb.	.	+						
17	» *ellipticus* A. Römer	.	.	.	.	.	.	+	
18	» cf. *multinodosus* Schlüt.	.	.	.	.	.	.	+	
19	» sp.	.	.	.	.	.	.	+	
20	*Crioceras ellipticum* Mant. Schl.	.	.	.	.	.	+	+	
21	» *Teutoburgense* nov. sp.	.	.	.	.	.	.	+	
22	*Scaphites aequalis* Sow.	.	.	+					
23	*Scaph. Geinitzii* d'Orb.	.	.	.	.	.	.	+	
24	*Ammonites varians* Sow.	+	+	+					
25	» *Coupei* Brongn.	+							
26	» *Mantelli* Sow.	.	+	+					
27	» *Rhotomagensis* Defr.	.	.	+					
28	» *Carolinus* d'Orb.	.	.	.	.	.	.	.	

No.	Bezeichnung der Art	Unterer Plaener			Oberer Plaener				
		Zone des *Pecten asper* u. *Catopygus carinatus*	Zone des *Ammonites varians* u. *Hemiaster Griepenkerli*	Zone des *Ammon. Rhotomagensis* und *Holaster subglobosus*	Zone des *Actinocamax plenus*	Zone des *Inoceramus labiatus* und *Am. nodosoides*	Zone des *Inoceram. Brongn.* u. *Ammonites Woolgari*	Zone d. *Heteroceras Reussianum* und *Spondylus spinosus*	Zone des *Inoc. Cuvieri* und *Epiaster brevis*
29	*Ammonites peramplus* Mant. . .	.	.	.	.	.	.	.	
30	» *Austeni* Sharpe	.	.	.	.	.	.	.	
31	» *Neptuni* Gein.	.	.	.	.	.	.	.	
32	» ? *Schlüteri* nov. sp. . .	.	.	.	.	.	.	+	
33	*Pleurotomaria linearis* Mant. .	.	.	+	.	.	.	+	
34	*Natica* cf. *Gentii* Gein.	+							
35	*Pinna?*	.	+						
36	*Avicula gryphaeoides* Sow. . .	+							
37	*Inoceramus orbicularis* Münst.	+	+	+					
38	» *virgatus* Schlüt.	.	+						
39	» *mytiloides* Mant.	.	.	.	.	+			
40	» *Brongniarti* Sow. v. Strom.	.	.	.	.	.	+	+	
41	» *undulatus* Mant.	.	.	.	.	.	.	+	
42	*Plicatula inflata* Sow.	+	+	+					
43	*Lima cenomanensis* d'Orb. . . .	.	+	+					
44	» *simplex* d'Orb. Gein. . . .	.	.	+					
45	*Pecten* cf. *orbicularis* Sow. . .	+	.	+					
46	» *membranaceus* Nilss. Gein.	+							
47	*Exogyra* cf. *sigmoidea* Gein. .	.	.	+					
48	*Ostrea vesicularis* Lam.	+							
49	» *hippopodium* Nilss. . . .	.	.	+	.	.	?	+	
50	*Terebratulina rigida* Sow. . . .	+	+	.	.	.	.	+	
51	» *chrysalis* v. Schlot. . .	.	+						
52	» *striatula* Mant.	.	.	.	.	.	.	+	
53	*Megerlia lima* Defr.	+	+						
54	*Terebratula biplicata* Sow. . .	.	+	+					
55	» *semiglobosa* Sow.	.	.	.	.	+	+	+	
56	*Rhynchonella Grasiana* d'Orb.	.	.	+					



No.	Bezeichnung der Art	Unterer Plaener			Oberer Plaener				
		Zone des *Pecten asper* u. *Catopygus carinatus*	Zone des *Ammonites varians* u. *Hemiaster Griepenkerli*	Zone des *Ammon. Rhotomagensis* und *Holaster subglobosus*	Zone des *Actinocamax plenus*	Zone des *Inoceramus labiatus* und *Am. nodosoides*	Zone des *Inoceram. Brongn.* u. *Ammonites Woolgari*	Zone d. *Heteroceras Reussianum* und *Spondylus spinosus*	Zone des *Inoc. Cuvieri* und *Epiaster brevis*
57	*Rhynchonella Martini* Mant.	.	+	.					
58	» *Mantelliana* Sow.	.	.	+					
59	» *Cuvieri* d'Orb.	.	.	.	.	+	+	+	
60	*Cidaris* cf. *vesiculosa* Goldf.	+							
61	*Peltastes clathratus* Ag.	.	+						
62	*Salenia granulosa* Forb.	.	.	.	.	.	+		
63	*Discoidea cylindrica* Ag.	.	+	+					
64	*Ananchytes striatus* Goldf.	.	.	.	.	.	+	+	
65	*Holaster subglobosus* Leske	.	.	+					
66	» *planus* Mont.	.	.	.	.	.	+	+	
67	*Infulaster excentricus* Forb.	.	.	.	.	.	+	+	
68	*Micraster breviporis* d'Orb.	.	.	.	.	.	+	?	
69	*Hemiaster Griepenkerli* v. Stromb.	.	+						
70	*Pentacrinus* sp.	.	.	+					
71	*Cellepora* sp.	+							
72	*Diastopora* sp.	+	+						
73	*Stomatopora* sp.	.	.	.	.	.	+		
74	*Spongia*	.	.	.	.	.	+	+	
75	*Chondrites furcillatus* A. Römer	.	.	.	.	.	+		

Benutzte Literatur.

Agassiz, L. et Désor, E. Description des Echinides fossiles de la Suisse. Neuchâtel 1839—1840.

Behrens, G. Ueber die Kreideablagerungen auf der Insel Wollin. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft Bd. 30, Jahrg. 1878.

Cotteau, G. Paléontologie française. Terrains crétacés. Echinides reguliers. Vol. VII, 1862—1867.

v. Dechen, K. Der Teutoburger Wald, eine geognostische Skizze. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westphalen. Jahrgang 1856.

Désor, E. Synopsis des Echinides fossiles. Paris et Wiesbaden 1855 bis 1859.

Geinitz. Elbthalgebirge I. und II. 1871—1875. In: W. Dunker und K. A. Zittel; Palaeontographica, Bd. 20, Theil I u. II.

Goldfuss. Petrefacta Germaniae 1826—1844.

d'Orbigny. Paléontologie française. Terrains crétacés.

Pictet. Sainte-Croix, tome II, 1858—1860.

Römer, F. A. Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges 1841.

Römer, Ferd. Ueber die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes zwischen dem Rheine und Bielefeld und der Hügelzüge etc. Jahrgang 1850 d. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.

Schloenbach, U. Kritische Studien über Kreidebrachiopoden. Palaeontographica Bd. 13, 1866.

Schloenbach, U. Ueber die Brachiopoden der norddeutschen Cenomanbildungen. Geognostische, palaeontologische Beiträge von Benecke, München 1857.

Schlüter, Cl. Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellschaft Bd. 18, Jahrgang 1866.

Schlüter, Cl. Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Palaeontographica Bd. 21 und Bd. 24, 1872—1877.

Sharpe. Description of the fossil Remains of Molluska, found in the chalk of England 1859.

Sowerby. Mineral Conchology of Great Britain 1812—1846.

v. Strombeck. Gliederung des Plaeners im nordwestlichen Deutschland nächst dem Harze. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellschaft Bd. 9, Jahrgang 1857.

Wright, Thom. A Monograph of the fossil Echinodermata from the cretaceous formations. Paleontographical Society. Vol. XII, 1864 bis 1871.

Zittel, Karl, A. Handbuch der Palaeontologie Bd. I. München 1879.

Die Löwenberger Kreidemulde,
mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fortsetzung in der preussischen Ober-Lausitz.

Von Herrn **G. Williger.**

(Hierzu Tafel XX u. XXI.)

Die neueren Aufschlüsse im Ueberquader zu Ullersdorf a. Qu., einige neue Funde im senonen Quadersandstein zu Hochkirch O.-L. und vor Allem das merkwürdige Auftreten der »glasirten Blöcke« in der Nähe des Queis veranlassten zu einer Untersuchung der Kreideablagerungen zunächst in der preussischen Ober-Lausitz. Da es aber unmöglich ist, das Alter der daselbst auftretenden Schichten zu bestimmen ohne Parallele mit den am Nordabhange des Riesengebirges in Schlesien abgelagerten Kreidegliedern, so musste ich nothwendigerweise von denselben ausgehen. Es kann nicht überraschen, dass ich, bei dem heutigen Stand unserer Kenntnisse in der Kreideformation, von der Stellung der verschiedenen Glieder eine ganz andere Auffassung erlangen musste, als die Autoren, welche bisher über die Löwenberger Kreidemulde geschrieben haben. Ich meine besonders Drescher, der im Jahre 1863 seine palaeontologisch ganz ausgezeichnete Abhandlung über die »Kreidebildungen der Gegend von Löwenberg« in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. veröffentlichte. Diese legte ich vor Allem meinen Bestrebungen zu Grunde; auch konnte ich alle schon von ihm citirten Fossilien noch benutzen. Seit seiner Zeit sind allerdings an den verschiedensten Punkten theilweise von mir, meist aber von Seiten des Herrn Dresler zu Löwenberg und des Görlitzer Mu-

seums eine Anzahl neuer Petrefacten gesammelt, die einen eingehenderen Vergleich mit anderen Kreidegebieten ermöglichten. In Folge dessen ist besonders die Gliederung des nordschlesischen Turons und Senons eine schärfere geworden; der Vollständigkeit halber muss ich aber auch das Cenoman in den Bereich dieser Arbeit ziehen, obwohl ich nur wenig Neues in demselben aufzufinden vermochte. Endlich konnte ich zum Schluss nicht umhin, das interessante Diluvium, welches den östlichen Theil der Mulde theilweise überdeckt, und die Tertiärschichten, welche westlich, besonders auf der linken Seite des Queis noch im Gebiet der Mulde auftreten, so weit zu schildern, als es die Aufschlüsse gestatten.

Die hierbei benutzte Literatur ist folgende:

v. Raumer. Ueber das Gebirge Niederschlesiens, 1819.

v. Dechen. Das Flötzgebirge am nördlichen Abhange des Riesengebirges. Karst. Arch., Bd. XI, 1838.

A. Römer. Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges, 1841.

Reuss. Versteinerungen der böhmischen Kreide.

Geinitz. Petrefacten von Kieslingswalde, 1843.

Beyrich. Ueber die Entwickelung des Flötzgebirges in Schlesien. Karst. Arch., Bd. XVII, 1844.

H. B. Geinitz. Das Quadersandsteingebirge in Deutschland, 1849.

Beyrich. Ueber die Lagerung der Kreideformation im schlesischen Gebirge, 1855.

Drescher. Ueber die Kreidebildungen der Gegend von Löwenberg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 15, 1863.

A. Kunth. Ueber die Kreidemulde bei Lähn. Dieselbe Zeitschr. Bd. 15.

v. Strombeck. Ueber den Pläner Westfalens, 1859.

» Ueber die Kreide des Zeltbergs bei Lüneburg, 1863. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 15.

Glocker. Geognostische Beschreibung der Ober-Lausitz, 1857.

Peck. Nachträge und Berichtigungen zu Vorstehendem, in »Abhandlungen der naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz, 12. Bd., S. 186«.

Beyrich. Roth's Erläuterungen zur geognostischen Karte von Niederschlesien, 1867.

Geinitz. Das Elbthalgebirge. Palaeontographica von W. Dunker und K. A. Zittel, Bd. 20, Theil I und II.

Ch. Barrois. La zone à Belemnites plenus, études sur le Cenoman et le Turon du bassin de Paris, 1875.

Deutsche Töpfer- und Ziegler-Zeitung, redig. von Hoffmann.

Thonindustriezeitung, redig. von Seeger.

Laspeyres. Das Oligocän von Halle. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 24.

Credner. Das Oligocän des Leipziger Kreises. Dieselbe Zeitschr. Bd. 30, pag. 615.

Ausserdem zerstreute Notizen in anderen Bänden der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft.

Auf dem Granit des Riesengebirges aufgelagert, ist es zuvörderst der silurische Urthonschiefer, welcher durch sein Auftreten die Anordnung sämmtlicher aufeinanderfolgender Formationen bestimmt. Es lässt sich gegen Norden hin genau die Grenze festsetzen, die von den jüngeren Schichten nicht überschritten wird, und zwar wird dieselbe bezeichnet durch vereinzelte Ablagerungen bei Goldberg, Ober-Alzenau, Mittlau, Thomaswaldau und weiter nördlich in der Heide bei Bunzlau und Klitschdorf. Zwischen dieser Linie und den Thonschiefern direct am Nordabhange des Riesengebirges liegen die jüngeren Flötzformationen in einer grossen Mulde, welche sich in südöstlicher Richtung in 3 schmalen, fast parallelen Buchten in den Urthonschiefer hineinverzweigt. Es lagert auf dem Silur das Rothliegende, im Haupt- und allen 3 Nebenbusen sehr mächtig entwickelt. Darauf folgt als ein schmales Band der Zechstein und nur vereinzelt an den Rändern auftretend der Buntsandstein und Muschelkalk sowie zuletzt als das innerste Glied — nur allein vollständig im Löwenberg-Bunzlauer Hauptbusen vorhanden — die ganze obere Kreideformation. In die mittlere, lange, bei Schönau beginnende Bucht ist nur das Rothliegende eingedrungen; im Innern des südlichen Busens von Lähn wurden auch noch ausser dem Muschelkalk die übrigen Glieder wie im Hauptbusen bis zum Unteren Turon incl. abgesetzt. Diese Lähner Kreidemulde hat Kunth 1863 näher beschrieben. Es lässt sich aus den Resultaten im Hauptbusen, der übrigens ohne sichtbaren Zusammenhang mit ersterer steht, auch auf das Alter der Glieder in derselben Verschiedenes folgern, wie auch sie wiederum dazu dient, Manches im Hauptgebiete aufzuklären.

Dieses, die nördlich gelegene Goldberg-Löwenberg-Bunzlauer Kreidemulde, folgt in grosser Ausdehnung im Allgemeinen der Hauptrichtung des ganzen Sudetenzuges von Südosten nach Nordwesten, und ihre südliche Grenze bildet eine Linie von Löwenberg über Neuland, Giessmannsdorf, Naumburg a. Qu. in die preussische Ober-Lausitz hinein bis zur Neisse. Die nördliche Grenze dagegen wird bezeichnet durch die Ortschaften: Hartmannsdorf, Warthau, Looswitz, Bunzlau, Wehrau und Tiefenfurt.

Petrographisch meist aus Sandstein, Letten und Thonen, nach oben hin auch aus schwachen Kohlen- und Thoneisensteinflötzen bestehend, bilden die Kreideschichten dieser Gegend im Osten noch ansehnliche Bergzüge, verflachen sich aber nach Nordwesten allmählich und werden dann vom Oligocän und dem Diluvium der nordostdeutschen Tiefebene überdeckt.

Schon lange steht es fest, dass diese Kreideablagerungen, wie die im Süden des Riesengebirges, in Sachsen, Böhmen und Schlesien nur der »Oberen Kreide« angehören, und ihre räumliche Ausdehnung ist vollständig genau beschrieben; meine Untersuchungen geben aber eine Ausbreitung der einzelnen Schichten, welche von derjenigen völlig abweicht, die auf der geologischen Karte von Nieder-Schlesien und einer vorliegenden Manuscriptkarte Drescher's angegeben ist.

Ich werde in Nachstehendem versuchen, eine möglichst genaue Schilderung der ganzen Mulde nach den einzelnen Formationsgliedern zu geben und beginne mit den

I. Ablagerungen des Cenoman-Systems.

Wie es Kunth von der Lähner Mulde im Speciellen beschreibt, so ruht auch das Cenoman im Hauptbusen überall auf Buntsandstein, wie dies z. B. bei Hartmannsdorf, Plagwitz, Mois und Löwenberg deutlich zu sehen ist, und zwar scheinbar vollständig concordant aufgelagert mit derselben Neigung der Schichten gegen das Muldeninnere. Man erkennt stets leicht die Grenze zwischen dem gelblichen, mürben und durchaus versteinerungsleeren Bunt-

sandstein und dem grobkörnigen, festen, stets fossilienführenden Sandstein des Cenomans, wie dies besonders gut das Profil auf dem Wege von Löwenberg über das Schiesshaus nach Stamnitzdorf zeigt.

Nur eine einzige mächtige Sandsteinschicht repräsentirt das Cenoman im Norden der Sudeten. Im Allgemeinen sind es gerundete, stecknadelkopfgrosse Quarzkörner, welche den Sandstein zusammensetzen; an einigen Stellen jedoch wird er conglomeratisch und schliesst dann unregelmässige scharfe Quarzstücke ein, die meist von heller Farbe sind, jedoch auch roth, braun etc. gefärbt erscheinen. Sporadisch finden sich in ihm auch Kieselschieferstücke und weisse Glimmerblättchen eingeschlossen. Das Bindemittel ist im Ganzen kieseligthonig, doch herrscht an verschiedenen Orten bald die Kieselsäure, bald der Thongehalt vor; wo der Sandstein conglomeratisch ist, scheint besonders Kieselsäure das gewöhnliche Bindemittel zu sein. Eisenoxydhydrat färbt den Stein, besonders im verwitterten Zustande, oft gelblichroth; durch Auslaugung hat sich dieser Eisengehalt stellenweise knollenförmig an den Kluftflächen abgesetzt.

Mächtige Quadern bilden durchweg die Absonderungsformen, die an manchen Orten, wo die Schichten stärkere Aufrichtung erfahren oder Wasserläufe Einschnitte bewirkt haben, z. B. in den Thälern von Nieder-Mois, Langenvorwerk, Niederstamnitzdorf und am Buchholz, malerische Partieen darstellen, im Ganzen aber stets ausgezeichnet das Streichen und Fallen der Schichten erkennen lassen.

Das Cenoman bildet im Allgemeinen einen räumlich schmalen, stets aus der Ebene hervorragenden Saum um die jüngeren Schichten der Mulde, und zwar hat es seine grösste Entwickelung im östlichen Theile des Südrandes und verschwindet allmählich nach Nordwesten unter Diluvialablagerungen.

Zunächst stellt es einen ununterbrochenen Höhenzug dar, dessen Schichtung im Einfallen zwischen 10° und 25° schwankt und der sich in mehr oder weniger steilen Wänden mit dem gewöhnlichen Absatz der Auflagerung über dem meist thalartig vertieft liegenden Buntsandstein erhebt. Besonders ist das Cenoman in diesem Zuge

erschlossen durch Brüche am Vorwerksbusch, Buchholz, Jungfernstübchen, Schiesshausberg, Neuländer Harte und auf den Kesselbergen bei Herzogswaldau. Zuletzt tritt das Cenoman noch westlich von Herzogswaldau in einigen Erhebungen auf, reicht aber nicht bis an den Queis.

Wo das thonige Bindemittel im Sandstein vorherrscht, giebt er nur einen mittelmässigen Baustein. Ein verändertes Ansehen zeigt er aber plötzlich auf der Neuländer Harte; hier ist er durch quarziges Bindemittel ungeheuer fest, theilweise gefrittet und dabei grobkörnig durch eckige Quarzstücke. Mithin eignet er sich trefflich zu Mühlsteinen, uud es sind zu deren Gewinnung hier schon seit unbekannter Zeit schwungfest betriebene Brüche im Gange. Auch der Einfallswinkel ist hier nicht der gewöhnliche von 10°, vielmehr sind die Schichten hier bis zu 50°, stellenweise bis zu 70° aufgerichtet. Sie sind ausserdem zuweilen sehr verworfen und zerklüftet sowie ausgezeichnet durch grosse milchweisse, emailleartige Rutschflächen, welche 50—70° einfallen und sich meist nach verschiedenen Richtungen hin durchsetzen. Der Sandstein unter diesen Flächen ist quarzitartig, die emailleartige Lage, bis 2 Millimeter stark, spiegelglatt und in der Einfallsrichtung mit eigenthümlichen Parallelstreifungen versehen, wie sie ähnlich Gletscherschliffe zeigen. Frei daliegende Flächen haben lange Zeit in gewissen Kreisen die Vermuthung genährt, man habe wirkliche Gletscherschliffe vor sich; der Umstand aber, dass diese Gesteinsflächen nicht oberflächige sind, sondern das ganze Gestein unter Tage in den verschiedensten Richtungen durchsetzen, meist aber es parallel dem Einfallen und senkrecht darauf durchkreuzen, beweist die positive Unmöglichkeit dieser Annahme. — Jedenfalls sind die Schichten hier durch gewaltige Hebung oder seitlichen Stoss aufgerichtet und zerbrochen. Indem dabei eine Partie an der andern mit furchtbarer Gewalt und Schnelligkeit[1]) emporgetrieben wurde, entstanden durch die Reibung und die dabei freiwerdende Wärme die Frittung und Schleifung der Rutschflächen.

[1]) Auch bei langsamer Wirkung konnten gekritzte Rutschflächen entstehen.
D. Red.

Am Nordrande der Mulde findet sich das Cenoman in bedeutend geringerer Verbreitung, ist aber durch seine Gesteinsbeschaffenheit und einige wenige Einschlüsse sicher als solches zu erkennen. Seine Lagerung ist sehr deutlich ausgesprochen, zuvörderst im Hangenden des Muschelkalks von Gross-Hartmannsdorf, an dessen Bogen sich die cenomanen Sandsteinkuppen genau anschliessen. Nördlich von Giersdorf und westlich von Alt-Warthau, beginnt das Cenoman in einem langen Zuge in nordwestlicher Richtung sich sehr charakteristisch zu einem niedrigen Rücken, der sogenannten Steinmauer, zu erheben, zu dem südwestlich eine Erhebung des obersenonen Sandsteins parallel läuft. Vom Diluvium weiterhin unterbrochen und bedeckt, zeigt sich nur eine Partie noch östlich bei Looswitz in verlassenen Steinbrüchen, die ehemals das Baumaterial für Bunzlau geliefert haben. Ein ähnlicher alter Bruch findet sich näher an Bunzlau an dem sogenannten Drysselberge. Am linken Boberufer steht cenomaner Sandstein zuletzt noch nördlich der Klitschdorfer Strasse in der Nähe von Doberau mitten im sogenannten Buch-Walde und im Liegenden des Oberen Quadersandsteins an. Damit hat sein Auftreten ein Ende, denn der weiterhin bei Wehrau auf dem Muschelkalk lagernde Sandstein gehört seiner Gesteinsbeschaffenheit und den wenigen Fossilien nach, die aus ihm bekannt sind, zum Oberen Senon.

Merkwürdig ist das Auftreten des Cenomans östlich vom Bober, mehr im Muldeninnern, hervorgerufen durch eine gewaltsame Faltung des Buntsandsteins und der darüberliegenden Schichten. Das Dorf Plagwitz liegt, wie Profil 1 auf Taf. XXI zeigt, in dem Spaltungsthal auf Buntsandstein. Ebenso sind die untersten Schichten des von ihm nordwestlich gelegenen Luften-, und nördlich gelegenen Hirseberges und südlich befindlichen Steinberges noch von Buntsandstein gebildet, während darüber in sehr verschiedenen Neigungswinkeln (am Fusse des Steinberges z. B. unter 5°, am Gipfel unter 80°) Cenomansandstein gelagert ist. Das Einfallen der Schichten am Steinberg und östlich nach Süden und am Luften- und Hirseberg, wo über dem Cenoman noch Turon auftritt, nach Norden, beweist hinlänglich,

dass hier eine faltenartige Aufbiegung stattgefunden hat. Beyrich[1]) folgert hieraus, »dass die Erschütterungen, welche die Erhebung der Schichten des Flötzgebirges an den Ablagerungsrändern hervorrief, z. B. am Cenoman der Harthe und bei Wehrau, nicht auf die Ränder beschränkt blieb, sondern gleichmässig, auch weit davon entfernt, die Massen in Bewegung versetzte«. Schon v. Dechen hat in Karsten's Archiv, Bd. 11, p. 84—170 die Lagerungs-Verhältnisse bei Plagwitz genau beschrieben.

Die Erhaltung der wenig artenreichen Fossilien aus dem Cenoman ist die schlechteste, da sämmtliche Kalkreste ausgelaugt und die zurückgebliebenen Abdrücke in Folge des groben Kornes des Sandsteins stets nur sehr undeutlich erhalten sind. Sämmtliche nachstehend verzeichnete Versteinerungen befinden sich im Besitz des Herrn Cantor Dresler zu Löwenberg. Seit Drescher's und Kunth's Beschreibungen haben sich durchaus keine neuen Arten, wohl aber die bekannten an anderen Fundorten in grösserer Häufigkeit gezeigt. Ich gebe ein vollständiges Verzeichniss derselben mit den Fundstellen:

1. *Serpula hexagona* A. Röm., Nordd. Kreideg., p. 100, Taf. XVI, Fig. 5, findet sich an allen Fundstellen und ist besonders aus der Lähner Mulde bekannt.
2. *Nautilus elegans*. Sow.; Gein. Quaders., p. 100, bekannt von Mois und der Neuländer Harte.
3. *Ammonites Rhotomagensis* Brongn.; Gein., Quad., p. 112, in sehr schönen Exemplaren von bis 2 Fuss Durchmesser von Mois, der Harte etc.
4. *Dentalium glabrum* Gein., Charakteristik des sächsischen Kreidegebirges, p. 74, Taf. XVIII, Fig. 28, nur von Taschenhof bei Goldberg.
5. *Inoceramus striatus* Mant.; Stromb., Zeitschr.[2]) Bd. VI; Gein., Elbthalg. Abth. II. Drescher benennt das vorliegende Exemplar, einen als Bruchstück erhaltenen Steinkern von der Neuländer Harte: *Inoc. Cuvieri*; dasselbe ge-

[1]) Vergl. Roth, Erläut., S. 283.
[2]) Bedeutet stets Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.

hört aber sicher zu *Inoc. striatus*, wie ihn Kunth auch von Schmottseifen beschreibt.

6. *Ostrea diluviana* Lin.; Gein., Quad. 6, p. 198, hat sich nach Kunth nur in der Lähner Mulde am Lerchenberge gefunden.
7. *Exogyra columba* Lam.; Gein., Quad. p. 202, sehr häufig bei Nieder-Mois, Taschenhof, Neuländer Harte, Alt-Warthau, am Steinberg, Hirseberg etc.
8. *Pecten asper* Lam.; Gein., Quad., p. 184, das häufigste überall aufgefundene Fossil.
9. *Pecten serratus* Nilss. = *hispidus*, Goldf., Gein.; Quad., p. 182, von Plagwitz, Nieder-Mois und in der Lähner Mulde.
10. *Pecten aequicostatus* Lam.; Gein., Quad., p. 186, in derselben Häufigkeit wie *P. asper*, besonders bei Nieder-Mois und in der Lähner Mulde.
11. *Pecten quinquecostatus* Sow.; Gein., Quad., p. 186, von Nieder-Mois und dem Schiesshausberge.
12. *Pecten quadricostatus* Sow.; Gein., Quad., p. 186, von Kunth aus Schmottseifen angeführt.
13. *Lima canalifera* Goldf.; Gein., Quad., p. 190, nur aus der Lähner Mulde bekannt.
14. *Rhynchonella Mantelliana* Sow.; Davids., 57, Taf. 12; Gein., Quad., p. 210, von Nieder-Mois und aus der Lähner Mulde.
15. *Cidaris*-Stachel, und zwar von *Cid. vesiculosus* Goldf., Petref. Germ., Taf. 40, p. 2, vom Lerchenberge.

Zu diesen 15 sicher bestimmbaren Fossilien treten noch einige andere undeutlich erhaltene hinzu, nämlich:

ein Bruchstück eines *Pecten* von Schmottseifen, den Kunth zu *P. acuminatus* Gein. rechnet;

ein Steinkern einer *Lima*, die mit Unrecht von Drescher für *Lima Hoperi* gehalten wurde, eher als *Lima simplex* d'Orb. angesprochen werden kann;

ein undeutlicher Steinkern von *Ostrea*, nach Kunth *Ostrea carinata* Lam.;

eine *Lima*, ähnlich der *Lima pseudocardium*, Reuss; Gein., Elbthalg. I, Taf. 42, p. 14. 15; ferner Steinkerne einer unbestimmbaren *Rhynchonella* und endlich eine unbestimmbare *Scyphia*.

Von allen angeführten Fossilien sind nur 4 nicht charakteristisch für das Cenoman, nämlich *Dentalium glabrum*, *Pecten aequicostatus*, *Pecten quinquecostatus* und *Lima canalifera*, weil sie ausser im Cenoman noch in höherem Niveau auftreten und auch dort erst ihre Hauptentwickelung finden; alle anderen haben aber zumeist feste Stellung im Cenoman.

Wie es scheint, sind alle 3 Schichten des Cenomans, die in anderen Ablagerungsgebieten getrennt auftreten, nämlich die *Tourtia*, die *Varians*- und die *Rhotomagensis*-Schichten, hier in ein und demselben Niveau vereinigt. *Serpula hexagona* ist nach Kunth reines *Tourtia*-Petrefact, *Nautilus elegans* schon aus der *Tourtia* mit *Pecten asper*, nach v. Strombeck aber auch im obersten *Turon* bekannt; er ist ein treuer Begleiter des *Ammonites Rhotomagensis*, welcher selbst nach v. Strombeck, Schlüter u. A. nie aus seinem Niveau, dem obersten Cenoman, heraustreten soll, wiewohl er in einigen Exemplaren auch aus der Variansschicht des Harzes und ebenso aus dem untersten Turon, dem Mytiloidenpläner, beschrieben ist. Bezeichnend für die Variansschicht ist das Auftreten des *Inoceramus striatus*, der nach v. Strombeck darin seine Hauptentwickelung hat, sonst aber vom Gault bis ins oberste Cenoman zu finden ist. *Ostrea diluviana* wiederum ist aus dem Grünsand von Essen und dem Unter-Pläner von Plauen als leitendes Tourtiapetrefact bekannt, zugleich mit *Pecten asper*, nach welchem in Frankreich die ganze Schicht benannt ist, der aber nach Barrois und v. Strombeck noch im Varianspläner vorkommt. *Exogyra columba* ist nach Gein. in allen Cenomanschichten zu finden, ebenso *Pecten serratus*, *aequicostatus*, *quinque*- und *quadricostatus*, dagegen ist *Rhynchonella Mantelliana* nur aus Varians- und Rhotomagensisschichten beschrieben.

Man ersieht hieraus, dass hauptsächlich Tourtiapetrefacten, repräsentirt durch *Pecten asper* und *Ostrea diluviana*, auftreten, nur nebensächlich Vertreter der Variansschicht, dagegen wieder

die charakteristischen Leitformen der Rhotomagensisschicht, und zwar alle in derselben Sandsteinbank, ohne petrographische oder sonstige Unterschiede in der Ablagerung. — Hält man fest, dass sowohl *Pecten asper* als auch *Ammonites Rhotomagensis* nur für ihre Horizonte in anderen Gebieten leitend sind, so ist hier, bei dem merkwürdigen gemeinsamen Auftreten beider Petrefacten, das Cenoman unseres Gebietes, wie schon oben erwähnt, keiner besonderen Abtheilung zuzuschreiben, sondern man gelangt zu dem Schluss, welchen Kunth schon gezogen, dass nämlich die Cenomanablagerung hier, zwischen der Grenze der Tourtia und derjenigen der *Ammonites Rhotomagensis*-Stufe liegend, dem ganzen System ohne untergeordnete Schichten zu parallelisiren ist.

II. Ablagerungen des Turonsystems.

Gerade entgegengesetzt der bisherigen Auffassung über die Turonbildungen in der Löwenberger Mulde glaube ich beweisen zu können, dass dieselben im Vergleich zu den anderen darin auftretenden Abtheilungen der Kreide eine räumlich sehr ausgedehnte Entwickelung haben.

Drescher theilt sein Turon in 2 Abtheilungen nach petrographischen Gesichtspunkten. Indem er betont, wie von unten herauf die Turonablagerungen mit kalkfreiem Letten beginnen, der allmählich nach oben hin Kalk aufnimmt, dann durch weitere Aufnahme von Sand in vollständigen Sandstein übergeht, welcher seinen Abschluss in einer Bank reinen Kalksteins findet, unterscheidet er als Unterturon: kalkig-thonige, und als Oberturon: sandige Mergel und Mergelkalksteine. Wohl zu beachten ist, dass er das Turon abschliesst mit der schon angeführten Kalkbank, deren Auftreten an verschiedenen Stellen nachzuweisen ist. — Geht man aber weiter, so findet man im Hangenden davon wieder Sandsteine mit typischen Turonfossilien in mächtiger Ablagerung, die bisher für Untersenon angesprochen wurden und endlich als Schluss der Abtheilung wiederum lettige Schichten, mit charakteristischen oberturonen Petrefacten.

Parallelisirt man die petrographische Entwickelung mit den fossilen Einschlüssen, so findet man eine vollkommene Dreitheilung des Turons nach denselben Gesichtspunkten, wie in anderen Gegenden Deutschlands:

Es tritt das ganze Untersenon Drescher's am südlichen Muldenrande noch zum Turon und auch am nördlichen Rande lässt es sich nachweisen im Liegenden der einzigen aufgeschlossenen, untersenonen Schicht am Nordrande des Riesengebirges.

Merkwürdig ist, dass sämmtliche Turongesteine von relativ wenig fester Beschaffenheit sind. In Folge dessen treten sie überall nur in einem Längsthal zwischen den Bergen, die aus den festen Cenoman- und Senongesteinen bestehen, auf. Diese geringe Festigkeit hat den Fluthen des Bobers wenig Widerstand zu leisten vermocht, so dass er sich am südlichen Muldenrand eine grosse Strecke nur im Turon hinzieht, bis er sich am Husarensprunge bei Sirgwitz durch das Senon hindurchgewaschen hat. Der Kalkgehalt ferner bildet überall eine fruchtbare Grundlage für den Ackerbau, während die felsigen Cenoman- und Senongebiete meist nur Kieferwaldungen fortkommen lassen.

1. Unterturon, Schichten mit Belemnites plenus und Inoceramus mytiloides.

Dieses Glied ist identisch mit der unteren »kalkig-thonigen Ablagerung« Drescher's und besteht im Allgemeinen aus einer etwa 10 Meter mächtigen Schicht von plastischem, mit Glimmerblättchen gemengten Thonmergel von grauer Farbe, der mehrfach von schwachen Thoneisensteinflötzen und sandsteinartigen Lagen durchzogen wird. Nach oben hin wird der Mergel mehr schieferig, dünn geschichtet, erhält eine hellere Farbe und geht zuletzt in einen ganz festen, klingenden Mergelschiefer über, auf den dann die sandigen Ablagerungen des Mittleren Turons folgen.

Ehe ich an die Schilderung der räumlichen Verbreitung gehe, verweise ich auf das typische Profil vom Vorwerksbusch östlich bei Löwenberg aus der sogenannten »Lettengrube« (s. Profil 2, Taf. XXI). Auf dem cenomanen Quader, dessen Gipfel den Obelisken und

das »Buchholz« trägt, liegt im Thale die »Lettengrube«, in der man allerdings nicht die Auflagerung auf das Cenoman sieht, wohl aber noch Stücke des festen, sandigen Thoneisensteins findet, der an anderen Orten in der Stärke von 10—15 Zoll, z. B. bei Deutmannsdorf auf dem Kretschamberge und höchst deutlich auf dem Lerchenberge der Lähner Mulde, den Uebergang vermittelt. Sämmtliche Schichten fallen unter 25⁰ ein. — Man sieht zu unterst eine Schicht schwarzen, mehr thonartigen Mergels von 2—3 Meter Mächtigkeit, der zur Ziegelfabrikation gewonnen wird. In ihm finden sich wie auch in den oberen Schichten ganz schwache, 0,5 Centimeter mächtige Kohlenflötzchen, ausserdem aber in grosser Menge Schwefelkiesknollen, die gewöhnlich fossile Reste einhüllen, an der Luft aber äusserst schnell zerfallen. Getrennt durch eine 2—3 Zoll betragende Zwischenlage von feinblätterigem, graublauem Schieferthon folgt ein über 10 Meter mächtiger Mergelschiefer von hellbläulicher Farbe, welcher allmählich immer fester wird und in einer kalkigen Bank endigt. Darauf lagern mürbe Sandsteine, die ihren Einschlüssen nach zum Mittleren Turon gehören.

Dasselbe Profil bietet sich weiter nordwestlich auf dem rechten Boberufer am untersten Abhange des Lettenberges; ferner treten die unteren Letten noch auf, bedeckt von den mittelturonen, sandigen Schichten des Hospitalberges am Burgthore der Stadt Löwenberg. Dann zeigen sie sich in grösserer Verbreitung nordwestlich von Löwenberg in einem zusammenhängenden Thale, in welchem die Chaussee Löwenberg-Langenvorwerk sich hinzieht. Hier sieht man mehrere Mergelgruben in der Nähe des Schiesshauses auf dem Cenomanquader, und endlich erscheinen sie bei Langenvorwerk selbst. Weiter setzt sich das Thal fort zwischen den beiden Ketten der cenomanen Neuländer Harte und den mittelturonen, auch aus Sandsteinbänken bestehenden Mittelbergen (vergl. Profil 3). Thone im lockeren Mergel treten vielfach an den Wegen zu Tage und lassen sich weiterhin noch nördlich der Kesselberge und im Liegenden der Herzogswaldauer senonen Sandsteinbrüche verfolgen. Noch jenseits des Queises sind diese Mergel nachgewiesen in Ullersdorf a. Qu. bei Gelegenheit des Brunnenabteufens in der dortigen Brauerei. Damit endigt ihre Verbreitung am Südrande.

Nachzuholen ist noch, dass die oberen festen Mergelschiefer allein deutlich zu beobachten sind auf cenomanem Sandstein in einem NW. — SO. streichenden, schmalen Zuge vom Hahnwald bis Pilgramsdorf und Neuwiese; ebenso, mehr zum nördlichen Muldenrande hin, in einem Hohlwege auf der Höhe des Kretschamberges bei Deutmannsdorf. Sonst ist nichts von ihnen am nördlichen Muldenrande aufgedeckt oder bekannt. — Jener beim Cenoman besprochenen Erhebung des Buntsandstein von Plagwitz sind auch die Turonschichten gefolgt, wie obige Profile 1 und 3 angeben. Nördlich vom Hirseberge kann man an verschiedenen Orten sowohl die untere Thonlage als die darüber liegenden Mergelschiefer beobachten. Ueber ihnen steht dann noch in grösserer Mächtigkeit das Mittelturon in einem langen, deutlich zu verfolgenden Sandsteinzuge an.

Die aus den beschriebenen Schichten bekannten Fossilien stammen besonders aus der Lettengrube vom Vorwerksbusch, dann aber auch aus den Mergelgruben von Langenvorwerk und aus den Letten und Schieferthonen vom Hirseberge. Ich beginne die Fossilien aufzuzählen, welche aus den untersten dunklen, thonigen Schichten stammen:

Osmeroides Lewesiensis Mant. (Schuppen),
Aulolepis Reussii Gein. (Schuppen),
Macropoma Mantelli Ag. (Koprolithen),
Pycnodus scrobiculatus Reuss (Zähne),
Corax heterodon Reuss (Zähne),
Otodus appendiculatus Ag. (Zähne),
Oxyrhina Mantelli Ag. (Zähne),
» *angustidens* Reuss (Zahn),
Lamna raphiodon Ag. (Zähne),
Placoiden-Wirbel.

Alle diese Formen sind von Drescher schon näher beschrieben.

Ptychodus latissimus Ag. (Zahn),
Actinocamax plenus Blainv., Dunk. u. Fitt. p. 186, Taf. 52.

Mehrere Exemplare des letzteren sind aus dem Letten von der Lettengrube, auch vom Hirseberge neuerdings aufgefunden und

wohl identisch mit dem aus der Lähner Mulde vom Lerchenberge durch Kunth bekannt gewordenen, undeutlichen Exemplar *Belemnites lanceolatus* Sow.

Er ist ungefähr doppelt so gross als *Belemnitella vera* d'Orb.[1]), hat in der dicken Partie einen ovalen, an der siphonalen Seite einen flachen, an der antisiphonalen einen mehr gewölbten Querschnitt. Derselbe ist am Alveolarende mehr dreiseitig. Die Oberfläche zeigt weder Runzelung, noch Körnelung.

Chemnitzia cf. *Reussiana* Gein.?
Elbthalg. I., S. 241, T. 53, f. 4—6.

Mehrere langgezogene Steinkerne mit 3—4 Umwindungen, etwa 6 Centimeter lang, liegen vor. Sie gleichen ungefähr der aus dem Cenoman Sachsens bekannten *Chem. Reussiana* Gein.

Pleurotomaria sp. ind., ein undeutliches Exemplar aus der Lähner Mulde, nach Kunth.

Ostrea carinata Lam. }
» *sulcata* Goldf. } Aus der Lähner Mulde.
» *lateralis* Nilss. }
» *hippopodium* Nilss., aus der Lettengrube.

Pecten Dresleri Dresch. } in grosser Häufigkeit an allen
» *orbicularis* Nilss. } Orten.

Spondylus striatus Goldf., ein deutliches Exemplar aus der Lettengrube, Goldf., Petref. Germ., T. 106, f. 5.

Rhynchonella Mantelliana Sow. } nur aus der Lähner
» *plicatilis* » } Mulde.

Megerlia lima Defr.

Spongium saxonicum Gein., Lettengrube.

Von diesen Fossilien ist *Ostrea carinata* und *Ostr. hippopodium* aus dem Cenoman Sachsens und Westfalens beschrieben. *Ostrea sulcata* Goldf. = *Ostrea semiplana* Sow. kommt nach Geinitz vom Cenoman bis ins Senon vor. *Ostrea lateralis* ist nach demselben Autor Cenomanpetrefact. *Pecten orbicularis* geht nach v. Strombeck vom Flammenmergel bis in's Turon. *Rhynchonella Mantelliana* und *Rh. plicatilis* dagegen gehören speciell den *Ino-*

[1]) Welche indess nach H. B. Geinitz, Elbthalgeb. II, S. 180 mit ihm identisch ist. D. R.

ceramus mytiloides-Schichten an. — Wir haben also hier Cenoman- und Turonfossilien vereinigt. Ihren festen Horizont bekommt aber die Schicht durch das Auftreten des *Belemn. plenus.*

Erst in neuerer Zeit haben verschiedene Autoren auf ihn eine eigene Stufe gegründet, und zwar wird dieselbe von Charles Barrois in *La zone à belemnites plenus*, l. c. als oberstes Cenoman aufgefasst, indem er nachweist, dass sich dort der *Bel. plenus* zwischen der Zone des *Ammon. Rhotomagensis* und der des *Inoc. mytiloides* befindet. Dagegen weist ihr Hébert in »Comparaison de la craie des côtes d'Angleterre avec celle de France« ihren Platz als tiefstes Glied des Turon an.

Nach Barrois		Nach Hébert	
Mytiloidenschicht *Terebratula gracilis-* = *Inoc. Brongniarti*-Schicht		{ *Inoc. labiatus* / *Belemn. plenus* } *Echinoc. subrotund.*	Turon
Belemn. plenus . . . . *Amm. Rhotomagensis* . . . » *varians* . . . . *Plocoscyphia maudrina* . .	*Holast. subglob.*	*Holaster subglobosus*	*Cenoman.*

Bei Barrois sowohl als bei Hébert folgt über der Zone des *Belemn. plenus* die des *Inoc. mytiloides* und darüber die des *Inoc. Brongniarti.* Dem Beispiele Hébert's folgt Schlüter, der die Zone des *Belemn. plenus* auch als unterstes Glied des Rothen Pläners, v. Stromb., auffasst, und derselbe Platz muss ihm wohl der ganzen petrographischen Entwickelung wegen hier in der nordschlesischen Kreide eingeräumt werden.

Vergleicht man die Fossilien, welche nach Barrois den *Bel. plenus* in der französischen Kreide begleiten, mit den oben angeführten, so findet man als den beiden Gebieten gemeinsam, ausser dem *Bel. plenus*:

1) Fast alle aufgeführten Fischreste.

2) *Ostrea lateralis* Nilss.

3) » *hippopodium* Nilss.

4) *Rhynchonella Mantelliana* Sow.
5) » *plicatilis* Sow.
6) *Spondylus striatus* Goldf.
7) *Pecten orbicularis* Nilss.

Somit kann man also die unterste dunkle Lettenschicht, mit der das Turon in der Löwenberger Mulde anfängt, als die Zone des »*Belemnites plenus*« auffassen.

Aus den darüber folgenden Mergelschiefern sind bekannt:

Spongium saxonicum Gein.

wie aus allen Schichten der nordschlesischen Kreide.

Inoceramus mytiloides Mant.

Schon Drescher führt ein Exemplar aus den oberen Mergeln der Lettengrube an, das aber nur schlecht erhalten war, ein besseres stammt vom Hirseberg und ein drittes von Neuwiese aus derselben Schicht. (Alle befinden sich im Besitze des Herrn Cantor Dresler zu Löwenberg.)

Pecten Dresleri Dresch. } sehr häufig.
» *orbicularis* » }
Exogyra lateralis Nilss., vom Hirseberg.
Modiola siliqua Math., » »
Manon megastoma A. Röm., vom Hirseberg.

Nirgends fand sich hier der *Inoceramus Brongniarti*, der in dem über der Kalkschicht, die übrigens versteinerungsleer zu sein scheint, auftretenden Sandsteine in grosser Häufigkeit vorkommt. Mit Sicherheit ist also zu schliessen, dass dieser Mergelschiefer der »Zone des *Inoceramus mytiloides*« oder der des Rothen Mergels in anderen Gegenden Deutschlands entspricht, da eben das Vorkommen des *Inoc. mytil.* leitend ist und die andern wenigen Reste nur untergeordnete Bedeutung haben.

2. Mittelturon, Zone des Inoceramus Brongniarti Sow.

Unter dieser Abtheilung fasse ich die sandigen Mergel und Mergelkalksteine, d. h. das Oberturon Drescher's, sowie den grössten Theil seiner Untersenonen-Schicht zusammen, welche den *Inoceramus Brongniarti* in bedeutender Menge führt. Durch den

äusseren Gesteinshabitus verleitet, hat Drescher Mittelturone-Schichten zu den Untersenonen-Schichten (von Neu-Warthau) gerechnet, obwohl die ganze Art der Ablagerung und die Einschlüsse nothwendig dazu führen müssen, diese Sandsteine mit seinen nur in geringer Mächtigkeit auftretenden »sandigen Mergeln« zu parallelisiren.

Es ist im Allgemeinen festzuhalten, dass diese Abtheilung im Liegenden als sandiger Mergel auftritt, dann in mürben Sandstein übergeht und nur ungefähr in ihrer Mitte eine Kalksteinbank von circa 1 Meter Mächtigkeit einschliesst, die stets vom *Inoceramus Brongniarti* erfüllt ist und die nach Drescher die oberste Grenze des Turon sein sollte. Es ist gerade dieses mittlere Glied des Turon sehr mächtig entwickelt, besonders im östlichen Theile der Mulde.

Schon im Vorwerksbusch sehen wir das Untere Turon von einem Sandstein überlagert, der den *Inoc. Brongn.* führt. Weiterhin südlich von Löwenberg, auf dem Hospitalberge, lagert ebenfalls auf dem unteren Mergel eine mächtige Schicht eines mürben, leicht zerreiblichen, feinkörnigen, thonig-kalkigen Sandsteins, der nur geringen Kalkgehalt hat und keinerlei Schichtung zeigt. Nach oben zu wird er allmählich kalkhaltiger, wechselt in der Farbe und endigt in der schon besprochenen Kalkbank. Derselbe Schichtencomplex zeigt sich nordwestlich bei Löwenberg mit einem Einfallen von 15—25° und SO.—NW.-Streichen, besonders an den Schichtenköpfen aufgedeckt auf dem Popelberge und der daran stossenden Kette der Mittelberge. — Hier am Popelberge ist aber die darauf folgende Gesteinsgruppe noch näher zu betrachten. Es folgt ein stark thoniger, mürber Sandstein in Bänken von 10 Meter Mächtigkeit, desgleichen auf den Mittelbergen, in dem man ebenso wie in der folgenden Schicht das Leitfossil, den *Inoc. Brongniarti*, noch in derselben Häufigkeit findet. Diese letzte Schicht besteht aus einem festen Sandstein von gröberem Korn und gelblicher Farbe, welcher häufig rothbraune Adern zeigt. Im Ganzen ist dieser Sandstein an anderen Arten von Einschlüssen ziemlich arm, und es sind die wenigen darin vorhandenen schlecht erhalten.

Ganz dieselbe Schichtenfolge mit denselben Fossilien findet sich noch am Nordwestabhange des Braunauer Berges zwischen Sirgwitz und Braunau und am Süd- und Westabhange des Kappelberges zwischen Braunau und Ludwigsdorf entwickelt. Gerade der auf dem Rücken des Kappelberges anstehende Sandstein wurde von DRESCHER, da er durch sein weisses, thoniges Bindemittel ein getüpfeltes Ansehen erhält, mit dem Untersenon Neu-Warthau's, das ein ähnliches Gestein zeigt, identificirt, obwohl der *Inoceramus Brongniarti* hier in grösster Häufigkeit auftritt und in Neu-Warthau gar nicht zu finden ist. Nach SCHLÜTER ist der *Inoc. Brongn.* noch im Oberturon bekannt; einzelne Exemplare finden sich sogar noch im Untersenon, aber nie in solchen Massen wie hier, wo er ganze Bänke bildet.

Im östlichen Theile der Mulde haben die mitteltur onen Gesteine allerdings mehr und mehr ihren Mergelcharakter verloren und zeigen sich sogar als reine Sandsteine. Dass sie aber deshalb einem anderen Niveau von DRESCHER zugeschrieben werden, ist jedenfalls nicht richtig; denn einmal bleibt das Leitfossil, der *Inoc. Brongniarti*, in ihnen und zum andern muss man bedenken, dass jedenfalls die Zuflüsse von SO. kamen, sich also die schwereren sandigen Theile nahe dem Einflusse im Osten ablagerten, während die leichteren kalkig-thonigen Substanzen weiter getragen wurden und die Veranlassung gaben, dass weiter im W. mehr mergelige Gesteine abgesetzt wurden.

In der Verlängerung des Kappelberges südlich von Deutmannsdorf am Buchberg präsentirt sich deshalb das Mittelturon als grobkörniger Sandstein, ebenso nördlich von der Strasse von Löwenberg nach Goldberg am Hahnwald und weiterhin bei Pilgramsdorf und Neuwiese.

DRESCHER verfolgt den ganzen Zug noch weiter in der Meinung, untersenone Schichten vor sich zu haben, und zwar über die Katzbach bis zum Rabendocken. Letztere Felswand scheint allerdings dem Senon anzugehören, da von hier nicht der *Inoc. Brongniarti*, wohl aber *Lima canalifera* und *Asterias Schulzii* bekannt sind, die an anderen Orten der senonen Ablagerung auftreten. Es scheinen somit die turonen Ablagerungen im Osten

des südlichen Muldenflügels bei Hermsdorf und Pilgramsdorf zu endigen.

Am nördlichen Muldenflügel zeigt sich unsere Schicht zuerst wieder am Kretschamberge bei Deutmannsdorf als grobkörniger Sandstein, ähnlich dem von den Mittelbergen, auf unterturone Mergel gelagert. Es folgt auf sie ein Sandstein mit charakteristischen untersenonen Fossilien und endlich obersenoner Quader, der in mehreren Brüchen gewonnen wird.

Es lässt sich vermuthen, dass auch bei Neu-Warthau im Hangenden des cenomanen Zuges turone Schichten abgelagert sind, da zwischen diesem und dem Senon eine breite Senkung sich befindet, die, vom Diluvium bedeckt, nirgends Aufschlüsse zeigt.

Hiermit wäre die ungefähre Verbreitung dieses Gliedes angegeben, das sich übrigens im Lähner Busen nicht mehr findet.

Die schon durch Drescher bestimmten Fossilien haben sich seitdem durch einige neue Arten vermehrt; ich führe alle im Zusammenhange auf:

1. *Spongium saxonicum* Gein., überall.
2. *Serpula gordialis* Schloth., Mittelberge.
3. *Nautilus* sp. ind., Mittelberge.
4. *Ammonites peramplus* Mant.? Ein fragliches Bruchstück von Conradswaldau, sehr comprimirt, mit starken stumpfen Rippen, die über den Rücken laufen und sich nach vorn biegen. Dieser Ammonit ist bezeichnend besonders für das Oberturon, kommt nach Schlüter jedoch auch schon mit dem *Inoceramus Brongniarti* vor.
5. *Turritella* cf. *Kirsteini* Gein., Elbthalg. I., p. 240, grosse Exemplare mit der Schale, von den Mittelbergen.
6. *Natica canaliculata* Mant., Mittelberge.
7. *Natica vulgaris* Reuss, Mittelberge.
8. *Avellana Archiaciana* d'Orb., Mittelberge.
9. *Rostellaria vespertilio* Goldf., Mittelberge.
10. *Pleurotomaria perspectiva* d'Orb., Mittelberge.
11. *Panopaea gurgitis* Sow., Mittelberge; auch in Hockenau am Fusse des Hockenberges beim Brunnengraben in einer Teufe von 25 Meter gefunden.

12. *Goniomya designata* Goldf., Mittelberge.
13. *Pholadomya caudata* A. Röm., Mittelberge, auch von Langenvorwerk.
14. *Cytherea plana* Sow., Mittelberge.
15. *Lucina lenticularis* Goldf., Mittelberge.
16. *Cucullaea glabra* Sow., Mittelberge.
17. *Modiola siliqua* Math., Mittelberge.
18. *Inoc. Brongniarti* Sow., überall.
19. *Inoc. latus* Sow., Popelberg, Mittelberge.
20. *Pecten quinquecostatus* Sow., Mittelberge.
21. *Pecten ptychodus* Sow., auf den Mittelbergen durch Prof. F. Römer gefunden.
22. *Lima canalifera* Gein., Popelberg.
23. *Lima aspera* Mant., Popelberg.
24. *Spondylus spinosus* Sow., Popelberg.
25. *Ostrea semiplana* Sow., Mittelberge.
26. *Exogyra lateralis* Nilss., Popelberg und Mittelberge.
27. *Rhynchonella plicatilis* Sow., Popelberg und Mittelberge.
28. *Rhynchonella Martini* Bronn, Popelberg und Mittelberge.
29. *Rhynchonella Cuvieri* d'Orb., Mittelberge.
30. *Biradiolites cornu-pastoris* d'Orb., Hospitalberg.
31. *Cyphosoma granulosum* Goldf., Mittelberge.
32. *Cyphosoma radiatum* Gein., Elbthalg. II., p. 8, Popelberg und Mittelberge.
33. *Micraster cor testudinarium* Goldf., ebendaher.
34. *Micraster lacunosus* Goldf., Mittelberge.
35. *Holaster suborbicularis* Defr., Popelberg.
36. *Holaster granulosus* Goldf., Popelberg und Mittelberge.
37. *Micrabacia coronula* d'Orb., Mittelberge.
38. *Scyphia heteromorpha* Reuss, Mittelberge.
39. *Scyphia radiata* Mant., Mittelberge.
40. *Scyphia tenuissima* Mant., Mittelberge.

Bezeichnend für diese Zone ist besonders das massenhafte Auftreten des *Inoceramus Brongniarti,* nach welchem die ganze

Schicht benannt ist. Von gleicher Bedeutung ist das Vorkommen des *Micraster cor testudinarium* Goldf., wonach Hébert dieselbe Stufe benannt hat. Nach letzterem Autor zerfällt das Turon in 3 Hauptgruppen:

Craie à Micraster cor anguinum,
» *à* » *cor testudinarium,*
» *à Inoceramus mytiloides.*

Ferner sind von Wichtigkeit *Inoceramus latus* Sow. und *Spondylus spinosus* Sow., welche beide besonders im Brongniarti- und dem darauf folgenden Scaphitenpläner nach v. Strombeck auftreten. Aehnlich verhält es sich mit der *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Martini* Bronn und *Cuvieri* d'Orb. *Cyphosoma radiatum* ist mit *Cyphosoma granulosum* immer dem *Micraster cor testudinarium* vergesellschaftet. — Ueber das wichtige Auftreten des *Biradiolites cornu pastoris* d'Orb. hat schon Drescher geschrieben. Die übrigen Fossilien kommen theils schon im Cenoman vor, meist aber erhalten sie den Höhepunkt ihrer Entwickelung im Senon, wie die nachfolgende Tabelle zeigen wird.

Es ergiebt sich, das diese Schicht mit dem »weissen Pläner« v. Strombeck's zu identificiren ist; es scheinen aber die im Harz und anderweitig darin entwickelten Schichten mit dem *Galerites albogalerus* zu fehlen.

3. Oberturon, Zone des Scaphites Geinitzii.

Nördlich der Mittelberge am Südrande der Kreidemulde zieht sich als Fortsetzung des Boberthales ein ganz ausgezeichnetes Längsthal hin. Da ein starkes Alluvium die Oberfläche bedeckt, so ist im Allgemeinen noch nicht festgestellt, welche Gesteine der Kreideperiode hier die Grundlage bilden; nur ein einziger Aufschluss gestattete vor einigen Jahren Einsicht in die Verhältnisse. Man weiss, dass die *Inoceramus Brongniarti*-Schichten mit Sandsteinen und bröckelnden Mergeln endigen. Im Hangenden derselben wurde 1876 in der Nähe des Dunkel'schen Gehöfts von Wenig-Rackwitz ein Brunnen ausgeschachtet, und man durchteufte dabei unter dem Alluvium ein starkes Raseneisenerzlager, dar-

unter eine mächtige Schicht hellgrauen Mergels und traf dann auf dunkler gefärbte Mergel. In beiden Abtheilungen fanden sich zahlreiche Fossilien, doch waren sie im grauen Mergel von sehr schlechter Erhaltung. Sehr zu beklagen ist, dass diese Fundstelle sobald erlosch; nur wenige, allerdings wichtige Fossilien sind daraus erhalten geblieben.

Scaphites Geinitzii D'ORB.; GEIN., Elbthalg. II, Taf. 35, p. 191.

Zwei sehr deutliche Exemplare mit stark comprimirter Schale zeigen zahlreiche Rippen an der comprimirten Seitenfläche, die im Anfange als längliche Höcker erscheinen.

Baculites bohemicus SCHLOENBACH; GEIN., Elbthalg. II, Taf. 35.

Einige Bruchstücke zeigen ovalen Querschnitt mit gut erhaltenen Lobenlinien; an einem Stück sind undeutliche Rippen wahrzunehmen, aber von Furchen ist nichts zu sehen. Die Stücke stimmen mit der Abbildung SCHLÜTER's überein.

Ammonites sp. ind.

Es fanden sich einige Exemplare von Ammonitenbrut, welche Einschnürungen zeigten und demnach jedenfalls zur Gruppe der Ligaten gehören; zweifelhaft ist es natürlich, ob wir Brut von *Amm. peramplus*, der als Ligat die Scaphitenschicht charakterisirt, vor uns haben.

Rissoa concinna A. RÖM.; GEIN., Elbthalg. II., p. 162.

In Schwefeskies verwandelt, zeigt das Exemplar eine kugelförmige Schale, und es sind die 5 erhaltenen Umgänge mit Spirallinien besetzt. Der untere Rand der Umgänge ist gerundet. Aus dem Plänerkalk von Strehlen mit dem *Scaphites Geinitzii* beschrieben.

Turritella multistriata REUSS; GEIN., Elbthalg. II, Taf. 29, p. 161.

Zwei Exemplare, als Steinkerne erhalten, entsprechen der Abbildung genau. Diese Art ist aus dem ganzen Turon bekannt, von GEINITZ aber speciell aus dem Scaphitenpläner von Strehlen und Baculitenmergel von Priesen beschrieben.

Actaeon ovum d'Orb., Paléontol. franç., terr. crét. II, p. 123, Taf. 167, Fig. 19. 20.

Das Exemplar stimmt fast genau mit der gegebenen Abbildung, sieht einer Avellana ähnlich und wird von Geinitz aus den Scaphitenschichten angeführt.

Teinostoma Stoliczkai? Gein., Elbthalg. II., Taf. 56, Fig. 14.

Könnte auch zu *T. cretacea* d'Orb. p. 257 l. c. gerechnet werden, da die Erhaltung eine genaue Bestimmung nicht zulässt. Uebrigens gehören beide Arten dem Scaphitenpläner an.

Rotella sp. ind.

Ein kleines, nicht bestimmbares Exemplar, jedenfalls zur Gattung Rotella gehörig.

Nucula producta Nilss.; Reuss XXXIV, 17—20.

Sowohl Abbildung als Beschreibung stimmen mit vorliegendem Exemplar, das aus dem Pläner von Priesen beschrieben ist.

Pileolus sp. *Koninckianus?* Ryckh.; Gein., Elbthalg. I., p. 248.

Die patellaartige Schale zeigt kreisrunden Umriss, hebt sich in der Mitte zu einem Scheitel und endigt in einem Knoten, von dem schmale, dicht stehende Rippen auslaufen. Der Unterrand ist nicht zu beobachten. 1 Centimeter breit und 5 Millimeter hoch, ähnelt das Exemplar auch dem

Pileolus? subcentralis, d'A., cf. Gein., Elbthalg. I, Taf. 57, Fig. 9.

Endlich liegen noch zwei schlecht erhaltene Inoceramen vor aus dem grauen oberen Mergel. Sie zeigen die grösste Aehnlichkeit mit *Inoceramus Brongniarti*, haben aber flachere Schalen und sind daher wohl zu

Inoceramus annulatus Goldf. zu stellen, den Schlüter aus dem Cuvieripläner anführt.

Damit wäre diese eigenartige Fauna, die sich besonders durch äusserst zierliche Formen auszeichnet, bis auf einige unbestimmbare Bruchstücke, erschöpft.

Alle die angeführten Fossilien entsprechen unter den Kreideschichten am Nordrande des Harzes derjenigen, die v. Strombeck nach dem *Scaphites Geinitzii* benannt und als Oberes Turon auf-

fasst, ebenso stimmen sie überein mit den Vorkommnissen aus dem sächsischen Scaphitenpläner.

Zweifelhaft bleibt es, ob die oberen grauen Mergel zur Cuvierizone zu rechnen sind. Drescher stellte das ganze Turon der Mulde parallel der Strombeck'schen Schicht mit dem *Scaphites Geinitzii*, wiewohl er annimmt, dass in demselben auch der so-

	Harz		Westfalen	Löwenberg
Unter-Senon	*Belemnitella quadrata*		*Belemnites quadr.*	Schichten von Neu-Warthau etc.
Oberes Turon	Pläner mit *Inoceramus Cuvieri*		Graue Mergel; Oberer Grünsand	Sandige graue Letten von Gross-Rackwitz?
	Pläner mit *Scaph. Geinitzii*		fehlt	Letten mit *Scaph. Gein.*, *Baculites bohem.* etc. von Gross-Rackwitz
Mittl. Turon	Weisser Pläner mit *Inoc. Brongniarti*	Pläner mit *Galerit. albogalerus*	Weisser Mergel	Kalkhaltige Sandsteine mit *Inoc. Brongn.* und *Micraster cor testudin.* Mittelb., Popelb., Hospitalberg, Neuwiesen etc.
Unteres Turon	Rother Pläner		fehlt	Helle Mergel bis Kalkstein in der Lettengrube, Langenvorwerk, Luwigsdorf etc., mit *Inoc. mytiloides*
	fehlt		Mergel mit *Inoc. mytiloides*	
	fehlt		fehlt	Zone des *Belemn. plenus*, dunkler Letten des Hirse- u. Lerchenberges und der Lettengrube
Cenoman	Pläner mit *Am. Rhotom.*		fehlt	Sandsteinzug der Harte, Braunau, Hahnwald, Neu-Warthau etc., mit *Ammonites Rhotomag.* und *Pecten asper*
	Pläner mit *Ammonites varians*		Unterer Grünsand mit Eisensteinkörnern	
	Tourtia mit *Pecten asper*		Unterer Grünsand ohne Eisensteinkörner	
	Flammenmergel. Gault.		Steinkohlenformation	Buntsandstein.

genannte »weisse Pläner« mit *Inoceramus Brongniarti* vorhanden sei. Aus Vorstehendem folgt aber, dass in unserem Gebiete das Turon in allen seinen Schichten so regelmässig abgelagert ist, wie fast an keinem anderen Orte; nur die Faciesentwickelung des *Galarites conicus* (*albogalerus*), welche am Harz, am Zeltberge und in Westfalen auftritt, scheint zu fehlen. — Vorstehende Tabelle soll einen Vergleich unseres Gebietes mit der Kreide des Harzes und dem Pläner Westfalens übersichtlich zur Anschauung bringen.

III. Ablagerungen des Senonsystems.

Nach dem Vorgange Beyrich's hat Drescher eine dreifache Gliederung des Senons in der Löwenberger Mulde vorgenommen. Er theilt dasselbe ein in:

Ueberquader, die innere Ausfüllung der Mulde;
Oberes Senon, ein fortlaufender Zug von festem Sandstein und
Schichten von Neu-Warthau, denen er eine ganz besonders grosse Entwickelung einräumt.

Wie aus Vorhergehendem ersichtlich, ist aber der grösste Theil dieser letzteren Schichten für das Mittelturon in Anspruch genommen; der Rest erhält eine schärfer abgegrenzte Stellung, ebenso das »Obere Senon« Drescher's. Der Ueberquader muss eine bedeutende Einschränkung erleiden, da er lange nicht die räumliche Entwickelung hat, die ihm Drescher zuertheilt.

Im Uebrigen ist die Beyrich'sche Dreitheilung des nordschlesischen Senon ebenso nach petrographischen wie nach Unterschieden der Fauna eine äusserst scharfe.

Besonders der Nordrand der Mulde ist in diesem System von den Diluvialfluthen stark zerstört, Bruchstücke davon sind aber noch im Innern der Mulde in Kiesmassen, mit nordischen Silur- und Feuersteingeschieben gemengt, abgelagert, so bei Kunzendorf und Hohlstein, indem die Bergzüge des südlichen Muldenrandes dem Diluvium einen Damm entgegensetzen.

1. Untersenon, Quadratenkreide,

cf. DRESCHER's »Schichten von Neu-Warthau«.

Zwischen dem Oberen Turon und dem Oberen Senon befindet sich gewöhnlich eine breite Thaleinsenkung, in welcher mürbe Sandsteine auftreten; nirgends aber sind bisher in letzteren Fossilien aufgefunden, bis auf einen wichtigen Punkt im Norden der Mulde: Neu-Warthau (vergl. Profil 4). Südwestlich von dem cenomanen Sandsteinrücken, zwischen diesem und den Brüchen im Oberen Quader, befindet sich eine vom Diluvium ganz bedeckte Bodeneinsenkung, durch welche mehrere tiefer eingeschnittene Wege führen und Sandsteinschichten entblössen. Letztere ähneln äusserlich den *Inoceramus Brongniarti*-Schichten der Mittelberge; man findet aber nur in einem Hohlwege fossile Reste, und zwar unmittelbar im Liegenden des Obersenon. Die Schichten streichen SO.—NW., fallen ca. 3^0 ein und bestehen nur aus dünngeschichtetem Sandstein von ziemlich fester Beschaffenheit. Aus ihnen stammen alle nachstehend verzeichneten Fossilien, die sich seit DRESCHER's Beschreibung, den Arten nach, nicht vermehrt haben. Aehnliche Schichten zeigen sich nur bei Ober-Deutmannsdorf am Kretschamberge über turonen Mergel- und Sandsteinschichten und unter obersenonem Quader. Es stammen von da:

Turritella multistriata REUSS
Pyrula sp. ind., ein Bruchstück,

welche zwei Arten natürlich die Stellung nicht genau bezeichnen, wiewohl eine Pyrula in dieser Mulde erst in den Neu-Warthauer Schichten gefunden ist. — Am südlichen Muldenrande, östlich der Strasse Ludwigsdorf-Seitendorf dicht am Wege zeigt sich eine kleine Entblössung eines mürben, thonigen Sandsteins, dessen Lagerung und einige wenige Fossilien die Zugehörigkeit zu den Neu-Warthauer Untersenonschichten wahrscheinlich machen. Es stammt daher:

Turritella inique-ornata DR.
Pectunculus ventruosus GEIN.

Aehnliche Sandsteine stehen ferner nördlich Kesselsdorf am Fusse des Oberen Quadersandsteins an, doch sind hieraus keine

Fossilien bekannt. Ueber ihnen lagert der gelbe, grobkörnige Sandstein, welcher stets das Liegende des feinkörnigen, weissen Mucronatensandsteins bildet.

Die aus der oben beschriebenen Schicht von Neu-Warthau stammenden Fossilien sind:

1. Knochenfischwirbel.
2. *Mesostylus Faujasi* Desm.; Quenst. Handb. d. Petrefactenk., 1167, S. 316.
3. *Pollicipes angustatus* Gein.
4. *Serpula filiformis* Sow.
5. *Ammonites Orbignyanus* Gein.
6. *Baculites incurvatus* Duj.
7. *Turritella multistriata* Reuss
8. » *inique-ornata* Dr.
9. *Avellana Archiaciana* d'Orb.
10. *Natica canaliculata* Mant.
11. » *Römeri* Reuss
12. *Trochus plicato-carinatus* Goldf.
13. *Rostellaria vespertilio* Goldf.
14. » *crebricosta* Zek.
15. *Fusus Nereïdis* Münst.
16. *Pyrula coronata* A. Röm.
17. *Dentalium glabrum* Gein.
18. *Panopaea gurgitis* Sow.
19. *Pholadomya caudata* A. Röm.
20. » *nodulifera* Münst.
21. *Magdala Germari* Gieb.
22. *Tellina plana* A. Röm.
23. » *costulata* Goldf.
24. *Venus Goldfussi* Gein.
25. » *faba* Sow.
26. » *ovalis* Sow.
27. » *caperata* Sow.
28. *Cytherea elongata* Reuss
29. » *plana* Sow.
30. *Cardium tubuliferum* Goldf.

31. *Isocardia cretacea* Goldf.
32. *Astarte acuta* Reuss
33. *Crassatella arcacea* A. Röm.
34. *Lucina lenticularis* Goldf.
35. *Trigonia aliformis* Park.
36. *Pectunculus ventruosus* Gein.
37. *Arca* cf. *Raulini* d'Orb.
38. *Cucullaea glabra* Sow.
39. *Pinna diluviana* Schloth.
40. *Myoconcha gracilis* Dr.
41. *Modiola semiornata* d'Orb.
42. » *radiata* Münst.
43. *Avicula triloba* A. Röm.
44. *Inoceramus latus* Mant.
45. *Pecten virgatus* Nilss.
46. » *decemcostatus* Goldf.
47. » *quadricostatus* Sow.
48. » *quinquecostatus* Sow.
49. » cf. *Dresleri* Dr.
50. *Lima granulata* Nilss.
51. » cf. *canalifera* Goldf.
52. *Ostrea carinata* Sow.
53. » *semiplana* Sow.
54. *Micraster lacunosus* Goldf.
55. *Eschara dichotoma* Goldf.
56. *Heteropora dichotoma* Goldf.

Dies sind die mit Sicherheit bestimmbaren Fossilien von Neu-Warthau selbst (cf. Drescher l. c.).

Turritella Nerinea A. Röm.
Rostellaria papilionacea Goldf.
Cerithium Requienianum d'Orb.
Gastrochaena Amphisbaena Goldf.
Cytherea subdecussata A. Röm.
Avicula pectiniformis Gein.
Perna cretacea Reuss
» *lanceolata* Gein.

Ostrea larva Lam.
Inoceramus Brongniarti Sow.
Nucleolites carinatus Goldf.
Holaster suborbicularis Defr.
Asterias tuberculifera Dr.
» *Schulzii* Cott.,

welche Drescher noch mit aufführt, gehören nicht in diese Zone, sondern stammen theils aus turonen, theils aus obersenonen Schichten.

In Neu-Warthau sind auch die ersten Pflanzenreste beobachtet:

Credneria denticulata Zenk.
Sequoia Reichenbachi Gein.

Ein Pinuszapfen-Abdruck, nach Göppert *Pinus longissimus*, wahrscheinlich aber

Pinus Quenstedti Heer, 16 Centimeter lang, 2 Centimeter breit, mit quer-rhombischen, 12 Millimeter langen, 10 Millimeter breiten Zapfenscheiden; aus dem Oberquader der arktischen Zone nach Geinitz bekannt und vielleicht zu *Pinus pseudostrobus* Lindl. oder *Pinus macrophylla* Lindl. gehörig. Ferner ein Blattabdruck, nach Göppert *Salix* sp., wahrscheinlich aber

Proteoides longus? Heer; Gein. Elbthalgeb. I, S. 308.

Ausserdem noch unbestimmbare Holzreste mit Astnarben.

Drescher hat mit grosser Sorgfalt vorstehend verzeichnete Fossilien mit denen aus anderen norddeutschen Ablagerungen verglichen und kommt zu dem Resultate, dass die thonigen Sandsteine von Neu-Warthau mit denen des Salzberges bei Quedlinburg und den unteren Schichten von Kreibitz und Kieslingswalde identisch sind. Diese werden aber zu der »Zone der *Belemnitella quadrata* d'Orb.« gerechnet, obgleich weder in Kreibitz, noch in Kieslingswalde dieses Fossil, ebensowenig wie in Neu-Warthau, aufgefunden ist. *B. quadrata* findet sich vielmehr erst in den entsprechenden westlicheren und nördlicheren Schichten Deutschlands, die durch ihren reichen Kalkgehalt theilweise als reine Kreide sich als Tiefseeablagerung documentiren, während wir es in unserem Gebiete mehr mit einer Küstenfacies zu thun haben,

wofür der geringe Kalkgehalt und das oft conglomeratische Aussehen des Sandsteins spricht.

Merkwürdig ist ferner das völlige Fehlen der Brachiopoden in dieser Zone.

2. Der Obere Quadersandstein.

(Mucronatenkreide.)

Wesentlich leichter als die Auffassung der vorhergehenden, ist die Zusammenfassung der jetzt zu beschreibenden Zone, welche nicht nur petrographisch an allen Orten, wo sie auftritt, ein gleichartiges Aussehen zeigt, sondern auch meist in ununterbrochenem Zusammenhange steht, ausserdem stets durch dieselben Fossilien charakterisirt wird. Dieser von Beyrich »Oberer Senonquader« genannte Schichtencomplex ist stets eine sehr massige Ablagerung von durchweg feinkörnigem Sandstein, der sich nach dem äusseren Ansehen leicht in 2 Abtheilungen scheiden lässt.

Wie in Sirgwitz, Wenig-Rackwitz, Kesselsdorf, besonders deutlich aber in Neu-Warthau zu beobachten ist, folgt auf die aus mürbem, thonigem Sandstein bestehende Quadratenschicht zuerst ein dichter, rothbrauner bis hellgelber Sandstein, der, im Wesentlichen ziemlich versteinerungsarm, doch dieselben Fossilien, wie die darüber lagernde Schicht enthält und allmählich durch Abnahme des Eisengehalts in den oberen weissen festen Sandstein übergeht. An verschiedenen Stellen bildet eine bestimmte Schicht eine scharf markirte Grenze zwischen beiden Gesteinsarten, die in der Stärke von ca. 1 Meter ganz von der *Nerinea Geinitzii* Goldf. und einigen anderen Gastropoden erfüllt ist, von Drescher aber irrthümlich als oberste Grenze des Senonquaders beschrieben wurde, auf die also unmittelbar der Ueberquader folgen musste. Es lässt sich aber nachweisen, dass sie stets innerhalb des Oberen Quaders auftritt; so bei Giersdorf, Warthau und Wehrau; am südlichen Rande nur bei Gähnsdorf.

Die oberste Grenze der ganzen Entwicklung bildet eine versteinerungsleere Schicht rothen Thones, ungefähr 1 Meter mächtig, die an allen Orten durch Steinbrüche deutlich erschlossen ist und

über welcher gewöhnlich ein bunter Wechsel von mürbem Sandstein, Thonen, Letten, Kohlenflötzchen, stets mit charakteristischen Ueberquaderversteinerungen, folgt.

Der Zug des Senonquaders steigt überall mit scharfem Absatz und steilen Gehängen über die Niederung auf, die durch die losen Gesteine des Untersenon, resp. Turon bedingt wird, verflacht sich aber nach dem Innern der Mulde stets und ist an keiner Stelle durch äussere Form von dem folgenden Ueberquader getrennt. Geht man am nördlichen Muldenrande von Osten aus, so trifft man zuvörderst auf den Sandstein dieser Zone am Hockenberg bei Hockenau. Hier wird in Steinbrüchen der Abbau eines gleichförmigen festen Sandsteins von feinem Korn und vorherrschend gelblichbrauner Farbe betrieben, aus dem folgende Fossilien stammen:

Omphalia ventricosa Dr.
Nerinea Geinitzii Goldf.
Actaeonella Beyrichii Dr.
Natica canaliculata Mant.
Cardinia ovalis de Kon.
Pinna diluviana Schloth.
Avicula pectiniformis Gein.
Ostrea larva Lam.
Inoceramus Lamarcki Park.
Nucleolites carinatus Goldf.
Micraster cor-anguinum Lam.
Holaster suborbicularis Defr.
Asterias tuberculifera Dr.
» *Schulzii* Cott.
Stellaster albensis Gein.

Von Pflanzen:

Credneria cuneifolia Zenk.
Debeya serrata Miqu., T. LIII, Fig. 11, mit in Theilung begriffenen Blättchen.

Westwärts, den nördlichen Muldenrand weiter verfolgend, trifft man auf dem Kretschamberge bei Ober-Deutmannsdorf einen

ganz ähnlichen, nur etwas gröberen Sandstein von derselben Farbe, welcher auf stark thonigem Sandstein mit dem *Inoceramus Brongniarti* zu lagern scheint.

Ausserdem findet man Oberes Senon mit westlichem Einfallen unter 33° bei Giersdorf. Hier zeigt es sich deutlich, dass die Nerineenschicht auf dem röthlichgelben Sandstein lagert; dieselbe ist thonig-sandig; die folgenden Schichten sind durch Diluvium verdeckt. Es stammt von hier:

Omphalia ventricosa Dr.
» *undulata* Dr.
» *ornata* Dr.
Eulima turrita Zek.
Nerinea Geinitzii Goldf.
» *incavata* Bronn
Actaeonella Beyrichii Dr.
Natica canaliculata Mant.
» *vulgaris* Reuss
Pterodonta inflata d'Orb.
Panopaea regularis d'Orb.
» *gurgitis* Goldf.
Pholadomya caudata A. Röm.
Venus faba Sow.
Cytherea subdecussata A. Röm.
» *elongata* Reuss
Protocardia Hillana Sow.
Cardium tubuliferum Goldf.
Crassatella arcacea A. Röm.
Lucina lenticularis Goldf.
» *Cornueliana* d'Orb.
Trigonia aliformis Park.
Pectunculus lens Nilss.
Cucullaea glabra Sow.
Modiola reversa Nilss.
Avicula pectiniformis Gein.
Perna lanceolata Gein.
Ostrea cf. *hippopodium* Nilss.

Endlich kommen vor ganze Stämme von

Protopteris Singeri Göpp.; Flora d. Quads. 1842, T. 53, f. 1—2 = *Caulopteris punctata* Sternb. = *Protopteris Cottai* Corda, aus Böhmen.

Caulopteris sp. ind., Göpp., Flora d. foss. Farn., p. 449.

Ueber den Schichten, welche, als der Quadratenkreide zugehörig, von Neu-Warthau beschrieben wurden, findet sich ein zusammenhängender Zug von gelbem und weissem Sandstein, welcher unter 3° SSW. einfällt. Man sieht zu unterst mürben Sandstein der Quadratenschicht, darauf 10 Meter braunen, festen Sandstein, 2—3 Meter gelben, mit der *Nerinea Geinitzii* Goldf. und darüber etwa 15 Meter festen, weissen Hausandstein, auf dem eine Schicht bunten Thones lagert, etwa 1,5 Meter mächtig, bedeckt von mürbem Sandstein und Diluvium. Folgende Fossilien sind daraus gesammelt:

Spongium saxonicum Gein.
Nerinea Geinitzii Goldf.
Pholadomya caudata A. Röm.
Trigonia aliformis Park.
Credneria denticulata Zenk.

Weiter am nördlichen Muldenrande findet sich erst auf der Strasse Bunzlau-Klitschdorf rechts am Wege hinter dem Chausseehause ein verlassener Steinbruch in dem gelben Sandstein unserer Zone. Im Hangenden desselben war vor einigen Jahren ein Schacht auf Ueberquaderkohle niedergebracht, doch zeigte sich das Flötz nicht abbauwürdig. Der Steinbruch kommt jetzt wieder in Angriff, da gerade der gelbe Sandstein einen jetzt hoch geschätzten Baustein liefert, vermöge seiner Eigenschaft, im Lauf der Zeit nicht schwarz zu werden, wie es mit dem weissen geschieht. Besonders beziehen Berliner Bauunternehmer von Neu-Warthau den gelben Sandstein. Aus ihm ist z. B. das grosse Gebäude der Versicherungsgesellschaft »Germania«, Französische und Friedrich-Strassen-Ecke, errichtet.

Zum letzten Mal am nördlichen Muldenflügel hat der Queis obersenonen Sandstein in malerischen Felsen bei Klitschdorf entblösst; doch lässt sich die ganze Ablagerung dort nur im

Zusammenhange mit dem Ueberquader schildern. Das Vorkommen der *Nerinea Geinitzii* charakterisirt diesen Sandstein als Obersenon.

Am südlichen Muldenrande trifft man zuvörderst bei Gähnsdorf, $^3/_4$ Meilen nördlich von Löwenberg, unsere Zone wieder. Der Sandstein fällt hier unter 15° nach NO. ein, ist fest und feinkörnig; aus dem Liegenden ist das Vorkommen der *Nerinea Geinitzii* Goldf. bekannt. Sonstige Fossilien von hier sind

Nautilus patens Kner; Schlüter p. 178, Taf. 50. Er misst 15 Centimeter Durchmesser, ist als Steinkern ohne äussere Schale erhalten. Die Mundöffnung ist deutlich, so hoch als breit; vom Sipho zeigt das Exemplar nichts. Die Art der Berippung ist besonders bezeichnend; die Rippen bestehen lediglich in schwachen, linienartig erhabenen, aber stark markirten Streifen, laufen an der Seite erst bogig-radial und machen dann auf dem Rücken eine starke Biegung nach hinten. Auf 1 Centimeter kommen etwa 3 Rippen. Wie an dem von Lüneburg beschriebenen Exemplar ist nichts von Zwischenrippen vorhanden. Eine weitere Abweichung ist der geschlossene Nabel, welcher sonst nur bei ganz jungen Exemplaren fehlen soll. Die Species ist nur aus den Mucronatenschichten von Lüneburg und aus Galizien aus der Nähe von Lemberg bekannt.

Turritella multistriata Reuss
Actaeonella Beyrichii Dr.
Pholadomya caudata A. Röm.
Venus faba Sow.
Cytherea plana Sow.
Cyprina sp.
Lucina lenticularis Goldf.
Trigonia aliformis Park.

Ausserdem Stammreste von

Caulopteris sp. ind.

Die Fortsetzung dieses Gähnsdorfer Sandsteins zeigt sich in dem Sandsteinrücken des Hohlsteiner Schlosses und Parks, in dem malerischen Schottensteine und weiter, öfter von Basalten durch-

brochen, bis an den Husarensprung am Bober. Etwas südwestlich vom Schottenstein wird ein kleiner Bruch in einem braunen bis rothen Sandstein betrieben, welcher nur in seinen oberen Schichten fest ist und der keine Fossilien bisher geliefert hat. Da der Stein nördlich einfällt und im Hangenden desselben unterhalb der ehemaligen Eichhornschenke ein weisser Sandstein gebrochen wird, so haben wir es wohl hier mit einer der unteren Neu-Warthauer entsprechenden Schicht des Oberen Senonquaders zu thun. — In dem Bruche an der Eichhornschenke zeigt sich über der etwa 10 Meter mächtigen Bank des weissen Sandsteins 3 Meter rother Thon, dann, zwischen einer etwa 2 Meter mächtigen Lettenschicht eingebettet, ein Kohlenflötz von 10 Zoll. Darüber lagert Diluvium.

Aus dem weissen Sandstein stammen:

(*Baculites subbaculoides* Gein.?)
Turritella multistriata Reuss
Panopaea gurgitis Goldf.
Pholadomya nodulifera Münst.
» *caudata* A. Röm.
Protocardia Hillana Sow.
Isocardia Guérangeri d'Orb.
Cardium tubuliferum Goldf.
Avicula pectiniformis Gein.
Perna lanceolata Gein.

Auf der linken Seite des Bobers erhebt sich bei Wenig-Rackwitz der Steinberg mit den grossartigsten Brüchen in der ganzen Mulde. Der Sandstein fällt hier in mächtigen Schichten unter 15° nördlich ein. Darüber ist das ganze System des Ueberquaders aufgeschlossen. Es finden sich dieselben Fossilien, wie bei Sirgwitz. Im directen Zusammenhange stehen die Kesselsdorfer Brüche, welche denselben Sandstein wie Sirgwitz und Wenig-Rackwitz liefern, und aus denen stammen:

Serpula gordialis Schloth.
Nautilus (sub-) laevigatus d'Orb.; Gein. Elbthalgeb. II, S. 182, Taf. 32, Fig. 1—3.

Ammonites Orbignyanus Gein.
» *subtricarinatus* d'Orb.
Turritella multistriata Reuss
» *Nerinea* A. Röm.
Natica canaliculata Mant.
Leguminaria truncatula Reuss
Panopaea gurgitis Goldf.
Pholadomya nodulifera Münst.
» *caudata* A. Röm.
Venus faba Sow.
Cytherea plana Sow.
» *subdecussata* A. Röm.
» *elongata* Reuss
Protocardia Hillana Sow.
Lucina lenticularis Goldf.
Trigonia aliformis Park.
Pectunculus ventruosus Gein.
Asterias Schulzii Cott.

Weiter setzt sich dieser Höhenzug über Hähnchen ohne Aufschlüsse fort. Erst vom Strassenberge östlich Herzogswaldau an sind wieder Brüche im Betriebe. Es wird hier ein Sandstein gebrochen, welcher unten mehr grobkörnig ist, nach oben zu feiner wird, dann aber häufig Quarzadern, »Glasschwielen« genannt, führt. Im Hangenden ist wieder eine über 1 Meter mächtige Schicht bunten Thones.

Aus dem Sandstein sind bekannt:
Belemnitenreste in bröckeligen Steinkernen.
Ammonites Orbignyanus Gein.
» *subtricarinatus* d'Orb.
Nerinea Geinitzii Goldf.
Pholadomya nodulifera Münst.
» *caudata* A. Röm. und

Koprolithen, ein Ellipsoid von 5 und 2 Centimeter Durchmesser darstellend, werden hier gefunden. — Auf der Fortsetzung der Schicht steht ein grosser Theil der Stadt Naumburg, zuletzt am Queis das Kloster. Auf der anderen Seite des Queises

auf Ober-Lausitzer Gebiet ist sie erschlossen im Dorfe Ullersdorf südlich vom Rädelberg und zeigt auch hier einen weissen, feinkörnigen Sandstein, der unter 10⁰ einfällt. Hieraus stammt:

Ammonites subtricarinatus d'Orb.
Pinna diluviana Schloth.
» *subdecussata* Sow.
Pholadomya caudata A. Röm.

Hier auf dem Ober-Lausitzer Gebiet hat das Diluvium schon mehr die Kreideablagerungen überdeckt, als in Schlesien. Was Glocker in seiner geognostischen Beschreibung als Obere Kreide bei Siegersdorf anspricht, ist entweder Ueberquader oder tertiärer Quarzit.

Erst bei Waldau wieder steht westlich der Eisenbahn in der Nähe der Kirche ein weisser Sandstein an, den folgende Fossilien als Oberes Senon charakterisiren:

Nautilus sublaevigatus d'Orb.; Gein. Elbthalg. I, S. 277.
Ammonites Orbignyanus Gein.
Scaphites inflatus A. Röm.
Panopaea regularis d'Orb.
» *gurgitis* Goldf.
» *plicata* Gein.
Goniomya (= Lysianassa) designata Goldf.
Pholadomya nodulifera Münst.
» *caudata* A. Röm.
» *aequivalvis* Goldf.
Protocardia Hillana Sow.
Trigonia aliformis Park.
Pectunculus sublaevis Sow.
Cucullaea glabra Sow.
Pinna diluviana Schloth.
Inoceramus Lamarcki Münst.
Modiola flagellifera Forbes; Gein. Elbthalg. II, S. 55.
Ananchytes sp. ind.

Weiterhin zeigt die Gegend von Schützenhain, Hochkirch, Langenau wieder mehr Aufschlüsse. An ersterem Ort steht der

Sandstein südlich der Strasse an und wird von einer starken Lage Raseneisenerz bedeckt. Es ist derselbe Sandstein wie bei Hochkirch und lieferte:

Nautilus laevigatus d'Orb.
Ammonites Orbignyanus Gein.
Cytherea plana Sow.
» *elongata* Reuss.

Im westlich davon gelegenen Bruche von Hochkirch, welcher zur Pfarre dieses Ortes gehört, zeigen die Schichten nordwestliches Einfallen. Zu unterst steht fester, weisser Sandstein an, darüber 5 Meter feinkörniger, sehr mürber, dann folgen 2 Meter Porzellanthon, darüber gröberer Sandstein mit »Glasschwielen«, zuletzt unter dem Diluvium nochmals weisser Thon. Nur aus dem untersten Sandstein, der allein verwerthet werden kann, stammen nachfolgende Petrefacten:

Nautilus laevigatus d'Orb.
Ammonites Orbignyanus Gein.
Hamites trinodosus Gein.
Scaphites aequalis Sow.?
» *inflatus* A. Röm.?
Turrilites polyplocus A. Röm.
Belemnitella mucronata Schloth.,

letztere als Steinkerne, wohl erhalten, gekennzeichnet durch die keulenförmige, doch schlanke Scheide. Der Mucro ist nicht erhalten, auch sind bei dem grobkörnigen Material etwaige Gefässeindrücke nicht zu sehen; ebensowenig ist der Rand der *Alveola* und die Furche vorhanden. Allein die mit den Abbildungen und vorliegenden Exemplaren gleiche äussere Gestalt charakterisirt die Species.

Natica canaliculata Mant.
Rostellari vespertilio Goldf.
Panopaea gurgitis Goldf.
Pholadomya nodulifera Goldf.
» *caudata* A. Röm.
Goniomya designata Goldf.
Tellina sp.

Venus ovalis Sow.
» *Goldfussi* Gein.
Cytherea plana Sow.
» *elongata* Reuss
Cyprina Ligeriensis d'Orb.
Protocardia Hillana Sow.
Cardium tubuliferum Goldf.
Lucina lenticularis Goldf.
Pectunculus sublaevis Sow.
» *lens* Nilss.
» *ventruosus* Gein.
Cucullaea glabra Sow.
Pinna quadrangularis Goldf.
» *decussata* Goldf.
» *diluviana* Schloth.
Mytilus reversus Sow.
Avicula pectiniformis Gein.
Inoceramus Cripsi Mant.; Goldf. Petref. Germ. II, Taf. 112, Fig. 4.

Die dicken, wulstförmigen Anwachsstreifen bewirkten die Verwechselung mit *Inoceramus Brongniarti*, den Drescher von Hochkirch citirt.

Lima sp. ind.
Ostrea cf. *hippopodium* Nilss.
Micraster cor-anguinum Lam.
Holaster suborbicularis Defr.
» *granulosus* Goldf.
(*Ananchytes* sp. ind.)
Spongium saxonicum Gein.
» *nodosum* Gein.
Credneria sp. ind.

Es sind hier auf schwachen Thonlagern zwischen dem Sandstein Fussspuren von Sauriern beobachtet, ebenso bei Herzogswaldau, von den Arbeitern »Teufelsgriffe« genannt.

Wenig westlich von Hochkirch ist in einem Bruche, der zu Ober-Langenau gehört, ein Profil zu sehen, welches an das von

»Fechner, Naturgeschichte von Görlitz« p. 13 angeführte, erinnert. Die Schichten fallen unter 15⁰ ein, sind bedeckt von Diluvialkies und Lehm und zeigen von oben nach unten 5 Meter grobkörnigen Sandstein, 1 Meter losen Sand, 2 Meter gelblichen Thon und zuletzt feinkörnigen Sandstein wie bei Hochkirch.

Südlich von Langenau liefern noch einige kleine Brüche schlechtere Bausteine, nördlich aber im Hirche'schen Bruch sieht man wieder Ueberquader auf Oberem Senon. Es zeigt sich hier zwischen grobkörnigem oberen und feinkörnigem unteren Sandstein eine Schicht von 3 Meter buntem Thon, der früher für die Tiefenfurter Steingutfabrik gewonnen wurde.

Ungefähr in der Mitte der Bahnstrecke Kohlfurt-Penzig befinden sich sowohl nördlich als südlich der Bahn verlassene Brüche und Sandsteinkuppen; doch ist aus der Lagerung nicht zu ersehen, ob sie etwa schon dem Ueberquader angehören; auch vermochte ich keine Fossilien darin zu finden.

Ein neuer Complex von Sandsteinablagerungen zeigt sich bei Penzighammer mitten in der Görlitzer Heide, wo in verschiedenen, stark vom Diluvium bedeckten Sandsteinriffen einige Steinbrüche betrieben werden, in denen man ein Einfallen der Schichten nach ONO. unter 60⁰ beobachtet. Der Sandstein ist weiss, mit thonigem Bindemittel, und es wechseln in ihm häufig grob- und feinkörnige Lagen. Nur *Spongium saxonicum* Gein. ist sehr häufig darin zu finden. Im nördlichsten Bruche lagert über dem Sandstein 1 Meter rother Thon und darüber grobkörniger Sandstein. Endlich tritt zum letzten Mal bei Nieder-Bielau in der Nähe der Neisse eine Sandsteinpartie auf, die unter 60⁰ direct nach Osten einfällt. Der Stein ist grobkörnig und gelb gefärbt. Ueber ihm tritt wieder rother Thon auf und aus diesem stammt:

Nerinea Geinitzii Goldf.
Mytilus reversus Sow.
Terebratula compressa Lam.,

woraus man die Zugehörigkeit zur Mucronatenschicht schliessen kann.

Ausser den beschriebenen Stellen ist nichts vom Auftreten des Obersenons in der Mulde bekannt.

Es bleibt jetzt nur noch eine Zusammenstellung der Fossilien übrig. Diese sind:

	Mittleres Turon	Oberes Turon	Quadraten-kreide
Serpula gordialis Schloth.	.	.	+
Nautilus laevigatus d'Orb.			
» *patens* Kner			
Ammonites Orbignyanus Gein.			
» *subtricarinatus* d'Orb.			
Baculites subbaculoides Gein.			
Hamites trinodosus Gein.			
Scaphites aequalis Sow.			
» *inflatus* A. Röm.			
Turrilites polyplocus A. Röm.			
Belemnitella mucronata Schloth.			
Turritella Nerinea A. Röm.	.	.	+
» *multistriata* Reuss	.	+	+
Omphalia ventricosa Dr.			
» *undulata* Dr.			
» *ornata* Dr.			
Eulima turrita Zek.			
Nerinea Geinitzii Goldf.			
» *incavata* Bronn			
Actaeonella Beyrichi Dr.	+	.	+
Natica canaliculata Mant.	+		
» *vulgaris* Reuss	+	.	+
Rostellaria vespertilio Goldf.			
Pterodonta inflata d'Orb.			
Leguminaria truncatula Reuss			
Panopaea gurgitis Goldf.	+	.	+
Pholadomya nodulifera Goldf.	.	.	+
Panopaea plicata Gein.			
» *regularis* d'Orb.			

	Inocer. Brongn.-pläner	Scaphiten-pläner	Quadraten-kreide
Pholadomya aequivalvis Goldf.			
» *caudata* A. Röm.	+	.	+
Goniomya designata Goldf.	+		
Tellina sp. ind.			
Venus immersa Sow.			
» *ovalis* Sow.	.	.	+
» *Goldfussi* Gein.	.	.	+
Cytherea plana Som.	.	.	+
» *elongata* Reuss	.	.	+
» *subdecussata* A. Röm.			
Protocardia Hillana Sow.			
Cardium tubuliferum Goldf.	.	.	+
Isocardia Guérangeri d'Orb.			
Cyprina Ligeriensis d'Orb.			
Crassatella arcacea A. Röm.	.	.	+
Lucina lenticularis Goldf.	+	.	+
Trigonia aliformis Park.	.	.	+
Pectunculus sublaevis Sow.			
» *lens* Nilss.			
» *ventruosus* Gein.	.	.	+
Cucullaea glabra Sow.	+	.	+
Pinna quadrangularis Goldf.			
» *decussata* Goldf.	.	.	+
» *diluviana* Schloth.			
Modiola flagellifera Forb.			
» *reversa* Sow.			
Mytilus reversus Sow.			
Avicula pectiniformis Gein.	.	.	+
Perna lanceolata Gein.	.	.	+
Inoceramus Cripsi Mant.			
» *Lamarcki* Park.			
Ostrea larva Lam.			
» cf. *hippopodium* Nilss.			

	Inocer. Brongn.-pläner	Scaphiten-pläner	Quadraten-kreide
Terebratula compressa Lam.			
Nucleolites carinatus Goldf.			
Micraster cor-anguinum Lam.			
Holaster suborbicularis Defr.	+		
» *granulosus* Goldf.	+		
Ananchytes?			
Asterias tuberculifera Dr.			
» *Schulzii* Cott.			
Stellaster Albensis Gein.			
Spongium saxonicum Gein.			
» *nodosum* Gein.			
Credneria denticulata Zenk.	.	.	+
» *cuneifolia* Zenk.			
Debeya serrata Miqu.			
Protopteris Singeri Göpp.			
Caulopteris sp. Göpp.			

Es ergiebt sich nach vorstehender Tabelle, dass keines der angeführten 78 Fossilien schon im Cenoman oder Unterturon bekannt ist. Mit dem Mittelturon gemeinsam sind:

Natica canaliculata Mant.
» *vulgaris* Reuss
Rostellaria vespertilio Goldf.
Panopaea gurgitis Sow.
Pholadomya caudata A. Röm.
Goniomya designata Goldf.
Lucina lenticularis Goldf.
Cucullaea glabra Sow.
Holaster suborbicularis Defr.
» *granulosus* Goldf.

Mit dem Oberturon gemeinsam ist nur *Turritella multistriata* Reuss, dagegen ist die Verwandtschaft mit der Quadraten-

schicht grösser, da ersichtlich 33 pCt. der Fossilien damit übereinstimmen.

Der *Inoceramus Brongniarti* Sow. reicht nicht bis in dieses Niveau, auch ist er schon in der Neu-Warthauer Kreide nicht mehr bekannt; die Angabe Drescher's beruht jedenfalls auf Verwechselung mit dem *Inoceramus Lamarcki* Park.

Merkwürdig ist das Auftreten gewisser Gastropoden in bestimmten Schichten und das fast gänzliche Fehlen der Brachiopoden. Die wenigen Pflanzenreste aus der Quadratenkreide werden hier schon häufiger und nehmen im Ueberquader an Arten und Anzahl noch zu, so dass dort ganze Kohlenflötze auftreten.

Besonders bezeichnend für die Stellung der Zone sind von Thierresten:

Nautilus laevigatus d'Orb.
» *patens* Kner
Ammonites Orbignyanus Gein.
» *subtricarinatus* d'Orb.
Belemnitella mucronata Schloth.
Inoceramus Lamarcki Park.
Ostrea larva Lam.,

welche alle charakteristisch für das Obersenon sind.

Merkwürdig ist die palaeontologische Uebereinstimmung mit der Kreide von Ahlten, Haldem, Lemberg und Lüneburg und die Abweichungen von der Rügener Kreide, worauf schon v. Strombeck aufmerksam machte, indem er erstere Ablagerungen für Küstenfacies und die letztere für Tiefseefacies erklärte. Gerade diese Abtheilung der Kreide ist für die Gegend von grösster industrieller Wichtigkeit, da die daraus stammenden Bau- und Bildhauersteine, besonders in der letzten Zeit, sehr gesucht werden.

3. Oberstes Senon = Ueberquader BEYRICH's.

Schon in der vorigen Abtheilung ist mehrfach darauf hingewiesen worden, dass nicht die Nerineenschicht, wie DRESCHER annimmt, den Uebergang zum Ueberquader vermittele, sondern vielmehr ein tieferes Niveau einnehme, und dass, wenn eine Veränderung der Schichtenfolge in Combination mit dem Auftreten ganz neuer Geschlechter zweierlei Abtheilungen einer Formation scheiden soll, der Ueberquader erst mit einer Schicht rothen Thones beginnt, die stets über dem oberen senonen Sandstein auftritt. Dieser Thon schliesst zwar nirgends Petrefacten ein, aber der auf ihn stets folgende mürbe Sandstein zeigt immer die charakteristischen Leitfossilien des Ueberquaders: *Cyrena cretacea* DR. und *Cardium Ottoi* DR.

Petrographisch hat der Ueberquader ein ganz anderes Ansehen als alle vorhergehenden Abtheilungen der Kreide; es folgen hier im bunten Wechsel: mürbe Sandsteine, die im Ausgehenden gewöhnlich zu Sand werden, Thone der verschiedensten Qualität und Farbe, mächtige Lettenschichten, und darin eingebettet, unzählige Thoneisenstein- und Kohlenflötze von nur ganz geringer Mächtigkeit. Die Profile der verschiedenen Ablagerungsgebiete ergeben keine Uebereinstimmung in der Reihenfolge der Schichten, so dass das Profil DRESCHER's von Wenig-Rackwitz nicht typisch, doch aber charakteristisch ist.

Die Ansicht, welche DRESCHER aufstellt, und welche auch an anderen Orten vertreten wird, dass nämlich der Ueberquader in zwei streng geschiedenen Modificationen auftritt, einmal in dem angedeuteten System, dann aber auch in Gestalt lockerer Anhäufungen von Sand und Kies mit klumpigen Ausscheidungen eines sehr harten kieseligen Sandsteins, besser Quarzits, ausgezeichnet durch eine glänzende, wie polirte Oberfläche, ist entschieden unrichtig. Diese Quarzite sind vielmehr nicht als Ueberquader aufzufassen, sondern zur oligocänen Abtheilung des Tertiär zu stellen. Der eigentliche Ueberquader aber gehört unbedingt noch zur Kreide, und zwar als deren oberstes Glied, wiewohl in neuerer Zeit oft Vergleiche die Ansicht zu befördern schienen, er sei schon tertiär.

Demzufolge fällt ein grosser Theil der Gebiete, die bisher zum Ueberquader gerechnet wurden, fort, und es erweist sich, dass letzterer vollständig an die allgemeinen Grenzen der Kreidemulde gebunden ist, sich meist im Innern der Mulde concentrirt und sonst nur weiter westlich äusserst beschränkt an den Rändern des Ablagerungsgebietes im Hangenden des Mucronatensandsteins auftritt.

Die grosse Wichtigkeit des Ueberquaders für die Industrie der Gegend veranlasst mich, auf eine detaillirte Beschreibung einzugehen.

Beginnen wir mit dem östlichen Theile des Südrandes, zu dem wir Alles rechnen, was noch nördliches Einfallen zeigt, so finden wir den Ueberquader zuerst deutlich erschlossen mit einer sehr charakteristischen Fauna bei Sirgwitz, nördlich von Löwenberg. Oestlich von der Strasse nach Bunzlau, unterhalb der sogenannten »Eichhornschenke«, findet sich der oben erwähnte Bruch im Quader der Mucronatenschicht. Ueber dem Sandstein sieht man zunächst 3 Meter feinen Thon, der trotz seiner vorzüglichen Eigenschaften nicht benutzt wird; darüber folgt 1 Meter Letten, 0,262 Meter schwarze anthracitische Kohle, wieder 1 Meter Letten und dann mürber Sandstein. Auf dem Kohlenflötze ist vor Zeiten Bergbau betrieben, wie Haldenreste erweisen, doch schwerlich mit Gewinn. Aus dem Sandstein im Hangenden stammen die meist schon von Drescher aufgeführten Fossilien:

Serpula sp. ind.
Turritella multistriata Reuss
» *nodosa* A. Röm.
» *inique-ornata* Dr.
Omphalia ornata Dr.
Eulima turrita Zek.
Rostellaria ornata d'Orb.
Voluta semiplicata Münst.
Dentalium glabrum Gein.
Leguminaria truncatula Reuss
Pholadomya nodulifera Goldf.
» *caudata* A. Röm.



Mactra Carteroni D'ORB.
Anatina lanceolata GEIN.
Tellina plana A. RÖM.
Arcopagia numismalis D'ORB.
Venus ovalis SOW.
» *faba* SOW.
Cythera plana SOW.
Cyrena cretacea DR.
Cyrena sp. ind.
Cardium productum SOW.
» *tubuliferum* GOLDF.
Isocardia cretacea GOLDF.
Crassatella arcacea A. RÖM.
Lucina lenticularis GOLDF.
Trigonia aliformis PARK.
Arca cf. *Raulini* D'ORB.
Cucullaea glabra SOW.
» *propinqua* REUSS
Pinna diluviana SCHLOTH.
Mytilus Galliennei D'ORB.
» cf. *lanceolatus* SOW.
Modiola siliqua MATH.
Lima plana A. RÖM.

Aehnliche Verhältnisse zeigen sich östlich an der Hohlsteiner Ziegelei, wo unter Diluvialkies eine Schicht Letten, darunter sandige Letten mit Kohlentrümmern und zuletzt rother Letten mit einzelnen Stücken Thoneisenstein aufgedeckt sind.

Weiter nördlich auf der rechten Boberseite sind Aufschlüsse im Ueberquader erst wieder bei Kunzendorf und Ullersdorf. An ersterem Orte liefert ein bergmännischer Betrieb Thone, die den von Tschirne durch OLSCHEWSKY in der »Töpfer- und Ziegler-Zeitung 1879« beschriebenen ganz ähnlich sind. Sie liegen in Flötzen zwischen Sandstein eingebettet. Westlich davon, links von der Strasse, ist Ueberquader an der Ullersdorfer Ziegelei aufgedeckt. Es lagern hier auf mürbem Sandstein, der schwach nach NO. einfällt, einige Centimeter Letten, darauf 2 Meter Thon und

zum Schluss wieder Sandstein. Im Thon zeigen sich Stammstücke in Pechkohle verwandelt, ebenso im Sandstein solche bis zu 25 Fuss Länge (cf. Göppert, Jahrb. f. Min. etc. 1865, p. 399). Die Grenze des Thons und Sandsteins lieferte gut erhaltene Blattabdrücke der Arten:

Gleichenia Dresleriana Göpp.; Syst. fil. foss. und

Cunninghamites oxycedrus Presl.; Dunk. & Meyer, Palaeont. Bd. 4, p. 179, T. 32 u. 33, wie sie nach Schimper bei Niederschöna in Sachsen, ferner bei Blankenburg, Lemberg, Aigen bei Salzburg in der Oberen Kreide vorkommen.

Phyllicites laevigatus Miqu., p. 9, T. 1, F. 2; von Göppert, T. I, III, F. 9 u. 10 abgebildet.

Debeya serrata Miqu., nach Göppert *Phyllites Geinitzianus*, mit ausgezeichnet gedrehten Blättern, deren Ränder scharfe Zähnelung zeigen.

Acer, sp. ind., von Göppert bestimmt.

Salicites dubius, *latioribus et angustioribus foliis*, nach Göppert.

Ueberschreitet man westlich gehend den Bober, so findet man am vollständigsten den Ueberquader erschlossen über den grossartigen Sandsteinbrüchen von Wenig-Rackwitz nach Wenig-Walditz hin, und zwar mit einem Einfallen von 16^0 NO. Drescher hat das Profil, welches sich am Wege bietet, schon auf das Genaueste beschrieben.

Es wechseln hier mit Sandsteinschichten 4 mächtige Thon- und mehrere schwache Thoneisenstein- und Kohlenflötze. Auf letztere wurde vor einigen Jahren ein Schacht niedergebracht, der nachstehendes Profil bot:

feinkörniger mürber Sandstein, gelb bis roth gefärbt,
fester weisser Sandstein,
gelber mürber » ,
dunkelgrauer » , erfüllt mit massenhaften Ueberresten von *Turritella*, *Cyrena cretacea* etc.,
oberstes Kohlenflötz, 0,105 Meter mächtig, mit Brandschiefer,
glimmeriger Letten, grün bis schwarz, mit Cyrenen,

thonige Lage mit *Cyrena*, *Cardium* etc. In ihr treten weisse feste Thonpartieen auf mit schlecht erhaltenen Pflanzenabdrücken,

kalkhaltiger Sandstein,

0,105 Meter Thoneisenstein,

gelber Sandstein,

0,523 Meter bauwürdige Kohle,

Letten.

Aus dem Thoneisenstein stammte:

Turritella nodosa A. Röm.
Omphalia ornata Dr.
Cyrena cretacea Dr.
Cardium Ottoi Gein.
Cucullaea propinqua Reuss
Mytilus Cottae A. Röm.
Plicatula Roemeri d'Orb.
Blätter von: *Adiantum* sp. ind. Göpp.
Alethopteris sp. ind. Göpp.
Taeniopteris » » »
Gleichenia Dresleriana »
cf. Göppert »Ueber die fossile Kreideflora und ihre Leitpflanzen«, Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. 17.
Cannophyllites sp. ind. Göpp., ebendaher.
Cunninghamites oxycedrus Ppresl.
cf. dieselbe Abhandlung.
Sequoia Reichenbachi Gein.

In dem Letten sind gefunden:

Ganoid-Schuppen.
Glyphaea ornata A. Röm.
Turritella nodosa »
» *multistriata* Reuss
» *inique-ornata* Dr.
Omphalia ornata Dr.
Rostellaria ornata d'Orb.
Cyrena cretacea Dr.

Cardium Ottoi Dr.
Pholadomya candata A. Röm.
Avicula pectiniformis Gein.
Plicatula Roemeri d'Orb.
Alethopteris sp. ind.
Sequoia Reichenbachi Gein.

Aus dem dunkelen Sandstein wurden erhalten:

Die 3 Turritellenarten, ferner
Cardium Ottoi Gein.
» *tubuliferum* Goldf.
Cyrena cretacea Dr.

Aus den obersten Sandsteinlagen:

Hamites Römeri = *H. intermedius* Gein.
Turritella multistriata Reuss
» *nodosa* A. Röm.
Cerithium Requienianum d'Orb.
Rostellaria ornata Dr.
» *Reussii* Gein.
Eulima turrita Zek.
Fusus Nereïdis Münst.
Voluta semiplicata Münst.
Turbo sp. ind.
Acmaea dimidiata Reuss, II, 8.
Leguminaria truncatula Reuss
Panopaea gurgitis Goldf.
Pholadomya nodulifera Goldf.
» *caudata* A. Röm.
Anatina lanceolata Gein.
Tellina plana A. Röm.
Cytherea plana Sow.
» *elongata* Reuss
Venus faba Sow.
» *ovalis* Sow.
Cyprina rostrata Gein.
» *cretacea* Dr.
Cardium Ottoi Goldf.

Cardium tubuliferum Goldf.
Isocardia cretacea Goldf.
Lucina lenticularis Goldf.
Trigonia aliformis Park.
Arca Geinitzii (Elbthalg. II, p. 55).
Pectunculus ventruosus Gein.
Cucullaea glabra Sow.
» *propinqua* Reuss
Pinna diluviana Schloth.
Mytilus Galliennei d'Orb.
» *Cottae* A. Röm.
Modiola siliqua Math.
Avicula pectiniformis Gein.
» » »
» *triloba* A. Röm.
Perna lanceolata Gein.
Lima plana A. Röm.
Gervillia solenoides Gein.
Heteropora dichotoma Goldf.

Aus dem weissen festen schieferigen Thone:
Blätter, die zu
Laurus cretacea Ett. und
Andromeda Parlatorii Heer
zu gehören scheinen.

Ausserdem
Sequoia Reichenbachi Gein.

Es finden sich von letzterer zahlreiche Bruchstücke, die ohne Schwierigkeit zu dieser Species gezogen werden können. Die Blätter sind schmal, lanzettlich, mit sichelförmig gekrümmter Spitze und am Stengel herablaufender Basis. Von Zapfen sind mehrere Bruchstücke vorhanden, die sämmtlich sich als Durchschnitte in der Längsrichtung darstellen. Der Hauptcharakter der *Sequ. Reichenbachi*, die breiten, in der Mitte mit einer grossen rhombischen Vertiefung versehenen äusseren Scheiben der Zapfenschuppen, kann an ihnen deutlich beobachtet werden.

Die zahlreichen Synonyma deuten auf eine weite Verbreitung dieser Sequoia in der Kreidezeit. Sie ist bis jetzt bekannt von folgenden Localitäten: Aus Unterquader, Unterpläner und Plänerkalk in Sachsen von Strehlen, Hundorf und Weinböhla, Cenoman und Oberturon Böhmens, Unterquader von Moletein in Mähren, Urgonschichten von Wernsdorf, Cenoman Grönlands und Spitzbergens (Kome), von Waltersdorf und zwar im Schieferthon des Quadersandsteins; Untersenon von Westfalen und Südfrankreich (Bausset); Norische (obere) Kreide von Nordamerika; Quadratenkreide von Quedlinburg; Mastrichtschichten zu Anderlues in Belgien.

Göppert und Drescher führten sie auf als *Geinitzia cretacea* Endl.

Weiter im Hangenden von Wenig-Rackwitz finden sich bei Wenig-Walditz Thongruben, die Ueberquaderthon zwischen Sandsteinschichten abbauen.

Das schon bei Sirgwitz und dann bei Wenig-Rackwitz auftretende Kohlenflötz hat in seiner westlichen Fortsetzung mehrfach Versuche zum Bergbau hervorgerufen. An der Strasse von Andreasthal hat man früher ein 20zölliges Flötz abgebaut, und jetzt wird wiederum ein Schacht auf dasselbe abgeteuft.

Als Fortsetzung des Zuges Kunzendorf-Ullersdorf ist das Thonvorkommen bei Neuen nordwestlich von Löwenberg zu betrachten. Aus dem Sandstein von hier hat Göppert in seiner Flora des Quadersandsteins

Münsteria Schneideriana Göpp.

Cylindrites spongioides Göpp.

beschrieben, die wohl identisch mit *Spongium saxonicum* Gein. sind.

Ehemals wurde auch südlich von Neuen Bergbau getrieben und weiter westlich bei Ottendorf, östlich von Naumburg a. Qu., doch sind die Verhältnisse, unter denen das geschah, nicht bekannt; jetzt sieht man nur dicht an letztgenanntem Dorfe östlich der Strasse Sandstein anstehen, der unter 5° nördlich einfällt und aus dem nur *Cyrena cretacea* Dr. bekannt ist.

In der Görlitzer Sammlung befinden sich, in Thoneisenstein erhalten, von Ottendorf:

Cyrena cretacea Dr.
Cardium Ottoi Gein.
Cucullaea glabra Sow.
Mytilus Cottae A. Röm.
Sequoia Reichenbachi Gein.

Im Hangenden des Mucronatensandsteinzuges von Herzogswaldau sind östlich von Naumburg dieselben Thone zwischen Sandstein abgelagert, wie sie später von Tschirna beschrieben werden sollen.

Ueberschreitet man den Queis, so ist dicht bei Ullersdorf, westlich von Naumburg, der Ueberquader im Hangenden des Oberen Quaders durch die Gruben des Herrn Hersel aufs Beste erschlossen. (Vergl. Profil 5.) Zuunterst lagert eine mächtige Lettenschicht, welche mehrere Flötze von Kohlen und Brandschiefer einschliesst. Nur das oberste Kohlenflötz, 0,471—0,523 Meter mächtig, ist abbauwürdig. Dazwischen liegen in grosser Anzahl Thoneisensteinflötze, nie über 0,105 Meter mächtig, deren Erz nach einer Analyse des Herrn Dr. Peck einen Gehalt von 22 pCt. Eisen hat. Alle Schichten sind ausnahmslos von Petrefacten erfüllt. Der unter dem abgebauten Flötze befindliche sandige Schieferthon ist reich an Glimmerblättchen und enthält nur Pflanzentrümmer. Das Flötz selbst besteht aus 0,523 Meter reiner Kohle, welche pechschwarz und stark glänzend ist. Der Strich ist braun bis schwarz, und im Ansehen variirt sie zwischen böhmischer Braunkohle und Anthracit, auch kommt sie im Brennwerthe der Steinkohle gleich. Im Hangenden der Kohle treten 0,157 Meter pechschwarze, versteinerungsleere Brandschiefer auf. Aus den folgenden blaugrauen Letten, in denen sich förmliche Bänke kalkiger Mollusken-Schalen finden, stammen:

Turritella nodosa A. Röm.
» *multistriata* Reuss
» *inique-ornata* Dr.
Omphalia ventricosa Dr.
» *ornata* Dr.
Dentalium glabrum Gein.
Cyrena cretacea Dr.

Cyrena tenuistriata KLOCKE
Arca propinqua REUSS
» *Geinitzii* REUSS
Cardium Ottoi GOLDF.
Cyprina sp. ind. BEYR.
Sequoia Reichenbachi GEIN.

Beachtenswerth ist das häufige Vorkommen kleiner Stückchen Retinit.

Im Thoneisenstein fanden sich:

Serpula iniqua KLOCKE
» sp. ind.
Turritella nodosa REUSS
» *inique-ornata* DR.
» *multistriata* REUSS
Omphalia ventricosa DR.
» *ornata* DR.
Dentalium glabrum GEIN.
Venus ovalis SOW.
Cardium lineolatum REUSS
» *Ottoi* GOLDF.
Lima plana A. RÖM.
Mytilus Cottae A. RÖM.
Cyprina sp. ind.

Im XLI. Bande des Lausitzer Magazins hat KLOCKE die Schichtenfolge näher beschrieben und die Ansicht aufgestellt, da er in einem der oberen Thoneisensteinflötze nur marine Fossilien fand, dass rein marine und brackische Schichten hier abwechselten und dass wir demnach hier ein Ausflussbassin von Süsswasser in das Kreidemeer vor uns hätten, in welchem eine brackische Fauna, aber nie Bewohner des tieferen Meeres lebten. In die allgemeine Versumpfung, die durch die Kohlenflötze angezeigt sei, wäre dann wiederholt das Meer eingedrungen, welches die Thoneisensteine abgesetzt hätte. Die ganze Erscheinung erklärt er durch wiederholte Hebung und Senkung der Küste. Auf dem Kohlenflötz baut die Grube »König Wilhelm«, welche jährlich gegen 60000 Centner Kohle, und zwar meist Stückkohle für den

Bedarf der zugehörigen Thonwaarenfabrik liefert. Das Streichen der Schichten ist h. $7^1/_2$, das Einfallen aber ein sehr verschiedenes, gewöhnlich 14^0, aber auch $24-28^0$ und stellenweis sogar 45^0, was für eine ungleichmässige Aufrichtung der Schichten spricht. Der Abbau wird mit schwebenden Strecken nnd Pfeilerverhieb geführt und hat auffallende Knickungen, schwache Sprünge und Ueberschiebungen des Flötzes aufgedeckt.

Im Hangenden des oberen Lettens folgt ein feinkörniger Sandstein ohne Versteinerungen, der in seinen oberen Partieen 3 Flötze von feinem Thon einschliesst, die unter 28^0 einfallen. Das Hangende und liegende Flötz, je 1 Meter mächtig, enthalten feinen weissen Thon, das mittlere dagegen, nur 0,523 Meter mächtig, zeigt buntgefärbten. Eine Analyse des letzteren, der als färbende Beimengung zu gewissen Zwecken in der Thonwaarenindustrie verwandt wird, ergab:

Wasser	9,74
Kieselsäure	31,53
Quarz	24,41
Thonerde	26,64
Eisenoxyd	6,36
Kalk	0,95
Magnesia	0,27
	99,90.

Die Zusammensetzung dieses Thonflötzes ist aber nicht gleichmässig, besonders schwankt der Eisengehalt. Nur auf den weissen Thonflötzen wird ein rationeller Bergbau durch streichenden und schwebenden Strebbau getrieben. Vorläufig ist das Hangende Flötz im Angriff. Es zeigt ein Sandsteinmittel, welches von 1 Centimeter bis 1 Meter schwankt, im letzteren Falle den Abbau erschwert, aber als gutes Versatzmaterial dient.

Der Thon wird möglichst in grossen Stücken gewonnen und über Tage sortirt. Die Gesammtförderung der besten Sorte, welche meist in die Waldenburger Porzellanfabriken geht, beträgt jährlich 60000 Centner. Dieser Thon ist fast frei von Eisen, Kalk und Magnesia und zeigt folgende Zusammensetzung:

Wasser	10,88
Kieselsäure	56,45
Thonerde	29,50
Eisenoxyd	0,97
Kalk	0,43
	99,23.

Die geringeren Sorten, welche meist durch kohlige Streifen verunreinigt sind, werden in der bekannten Hersel'schen Fabrik zu feuerfesten Verblendsteinen etc. verarbeitet.

Tertiär und Diluvium verbergen eine Strecke weit die hangenden Schichtenfolgen bis zur Thongrube von Tschirna in der Mitte zwischen Ullersdorf und Siegersdorf, die einen Thon von derselben Qualität liefert, wie die von Colonie Naumburg, Neuen, Wenig-Walditz etc. Er lagert zwischen Sandstein und schliesst oft Kohlenstücke ein.

Seine Zusammensetzung fand ich bestehend aus:

Wasser	9,17
Quarz	7,94
Kieselsäure	52,09
Thonerde	29,02
Eisenoxyd	1,43
Magnesia	0,13
Kalk	0,34
	100,12.

Diese gleichfalls vorzüglichen Thone erhalten ihre Hauptverwendung in den Siegersdorfer Werken zu feuerfesten Steinen.

Was am Südrande der Mulde sonst noch dem Ueberquader angehört, ist meist schon bei der Beschreibung des Obersenon erwähnt. Es sind Thone und Sandsteine, die im Hangenden der Mittelsenonschichten bei Hochkirch, Ober-Langenau und Penzighammer auftreten und aus denen von Langenau nur:

Turritella nodosa A. Röm. und
Dentalium glabrum Gein.

bekannt sind.

Weniger als am Südflügel der Mulde ist der Ueberquader am Nordrand vertreten. Bei Neu-Warthau (vergl. Profil 4) ist er zunächst durch Brunnenabteufen nachgewiesen. Es lagern auf der schon oben erwähnten 1 Meter starken rothen Thonschicht 3 Meter Sandstein, darauf 2,5 Meter schwarzer Letten. Wechselnde Lagen von Kies und Lehm, die dem Diluvium angehören, bedecken das Ganze.

Ueberquaderthone und Kohlenflötzchen sind beim Brunnenbohren bei den Dörfern Alt- und Neu-Jäschwitz aufgefunden. Am Besten ist aber der Ueberquader erschlossen bei Bunzlau. Schon am Wege von Neu-Warthau liegen 2 Thongruben im Ueberquader; dieselben sind aber in noch grösserer Anzahl vorhanden zwischen den Alt- und Neu-Jäschwitzer Strassen. Kommt man von Süden, so liegt rechts von dem Neu-Jäschwitzer Wege in der Haide eine zusammenhängende Reihe von Thongruben, die aber jetzt nicht im Betriebe sind. Die Thone sind hier zwischen Sandstein gelagert und fallen nach SO. ein. Oestlich Bunzlau um den Dryssel trifft man wieder grossartige Thongruben, in denen mächtige Thonlager unter 1 bis 3^0 einfallen und lettige Schichten einschliessen. Der Thon ist hier meist bunt; gelbe, dunkel- und hellrothe, blaue, weisse Färbungen wechseln beständig ab.

Die weitaus grösste Bedeutung haben aber die Thone auf der linken Boberseite, südlich Bunzlau im Tillendorfer Gebiete. Sie treten hier als eine Reihe von Flötzen, stets ungefähr 1 Meter stark, im Sandstein des Ueberquaders, ungefähr unter 15^0 einfallend, auf. Der Abbau geschieht theils durch Tagebau, theils durch unterirdischen Betrieb. In manchen Flötzen schliesst der Thon hier merkwürdige Concretionen ein, die, bis zu 0,262 Meter im Durchmesser, in einer Hülle von Thoneisenstein ein Pulver von Schwefeleisen, Thon und kohligen Resten enthalten.

Die Qualität des Thones ist sehr verschieden, man sondert ihn streng, verkauft die besseren Sorten in Glasfabriken zur Herstellung der Häfen; das übrige dient zur Bereitung des weltberühmten »Bunzlauer Geschirrs«. Einige Analysen sind bekannt.

In Quenstedt's Mineralogie wird ein rother Thon beschrieben, der folgendermaassen zusammengesetzt ist:

	nach Klaproth	nach Richters
Wasser	11	6,08
Kieselsäure . . .	61	27,31
Quarz	—	42,20
Thonerde	27	20,97
Eisenoxyd . . .	1	1,35
Magnesia	—	0,15
Kali	—	0,32
Natron	—	0,52
	100.	98,90.

In neuerer Zeit hat Olschewsky den eigentlichen Töpferthon analysirt und fand:

		Ich fand:
Wasser . . .	6,28	8,32
Kieselsäure . .	68,48	68,07
Thonerde . . .	21,88	20,08
Kalk	—	0,34
Magnesia . . .	0,37	—
Eisenoxyd . .	1,62	1,97
	98,78.	98,78.

Noch bei Tiefenfurt finden sich Ueberquaderthone mit Kohlentrümmern, vorher aber schon bei Wehrau-Klitschdorf.

Der Queis hat sich an den letzten zwei Orten sehr tief eingeschnitten und eine Reihenfolge von Schichten entblösst. Kommt man von Norden, so sieht man auf dem linken Ufer Buntsandstein ohne Versteinerungen anstehen; darüber lagert, jetzt meist abgebaut, in senkrechte Stellung aufgerichteter Muschelkalk, sowohl am rechten wie am linken Ufer aufgeschlossen. Ueber ihm ist, besonders hart am linken Ufer, Sandstein der Kreide entwickelt, welcher nach dem Vorkommen der *Nerinea Geinitzii* Goldf. wohl als »Oberer Quader« anzusprechen ist. An den malerischen Felsbildungen erkennt man dieselbe Aufrichtung, die der Muschelkalk erfahren hat. Im Hangenden des letzteren, der am linken Ufer noch in grossen Brüchen abgebaut wird, sieht man aber in den westlichen Aufschlüssen nur

noch eine äusserst schwache Partie Sandstein, auf welche unmittelbar sandige Letten folgen, die durch Verwitterung theilweise ganz zu Sand zerfallen sind. Sie schliessen ein schwaches Kohlenflötz ein. Ganz ähnlich, nur besser erschlossen, sind diese Vorkommen auf dem rechten Ufer. Ueber dem jetzt abgebauten Muschelkalk folgt eine Schicht, die aus Kalk- und Sandsteintrümmern besteht, darauf fester Sandstein und nun, von Letten begleitet, ein Flötz äusserst unreiner Kohle, welches, etwa 0,523—1,308 Meter mächtig, unter 80° einfällt. Die Kohle ist in einzelnen Partieen schwarz glänzend, spröde, zeigt beim Verbrennen viel Rückstände, besonders von Kieselsäure, die nach F. Römer unter dem Mikroskop Diatomeen vermuthen lässt (Jahresbericht der Blätter für vaterl. Cultur, 1878, p. 49). Die Kohle löst sich theilweise in Kalilauge und zeigt braunen Strich. Ueber dem Flötze folgt ein mächtiger brauner Sandstein, der im Jahre 1804 beim Schürfen mittelst Stolln gegen 40 Meter weit durchfahren ist. In ihm finden sich häufig schwarz glänzende Früchte, die von Göppert (Schlesische Ztg. v. 30./7. 78. und St. Anz. No. 41, 1878) *Palmacites legitimus* genannt wurden; Geinitz aber beschreibt sie im selben Jahre »Neues Jahrb. f. Min.« als *Cycadeospermum Schmidtianum.* Er stellt sie also zu den Cycadeen, während wir geneigt sind, eine grössere Verwandtschaft mit Cupuliferen zu folgern. Geinitz beschreibt sie folgendermaassen: »Dreikantige, ovale Samen von 25 Millimeter Länge und 20 Millimeter Dicke, die an ihrer undeutlich dreiseitigen, rundlichen Basis ein ziemlich grosses eingedrücktes Anhaftefeld besitzen. Sie sind an der Seite gewölbt, nach vorn mit drei starken Längskanten versehen, die zuletzt in eine dreikantige Ecke auslaufen (ähnlich dem Samen von *Divon edule* Lindb. aus Mexiko). Ihre, an der Basis entspringenden, etwas ungleichen flachen Längsstreifen werden nach der Mitte hin undeutlich und verschwinden nach vorn hin oft gänzlich, so dass man statt ihrer meist nur noch mehr vereinzelte, ziemlich unregelmässige schmale Längsrisse bemerkt, die sich von aussen in die dicke Rinde des Samens einsenken. Die drei Längskanten unterscheiden die vorliegenden Samen wesentlich von anderen aus gleichalterigen Schichten.«

Aehnliche Früchte besitzen aber Corylus und Fagus und es scheint, dass die vorliegenden die Mitte zwischen beiden einnehmen. Für die Annahme, dass sie besser den Cupuliferen als den Cycadeen einzureihen sind, spricht erstlich die gänzliche Abwesenheit von Cycadeenblättern, dann das Vorhandensein von leider nur fragmentarischen Blattstücken, die am besten mit Blättern von Fagus zu vergleichen sind.

Dass der Sandstein, in dem sie vorkommen, noch dem Ueberquader angehört, beweisen die aus einem schwachen Thoneisensteinlager im Hangenden desselben am sogenannten Ziegelberge bekannten Fossilien:

Turritella nodosa A. Röm.
Fusus Nereïdis Münst.
Pyrula cf. *coronata* A. Röm.
Eulima turrita Zek.
Cyrena cretacea Dr.
Cardium Ottoi Gein.
Cytherea elongata Reuss
Arca Geinitzii »
Ostrea sp. ind.
Cyrena » »

Weiterhin stehen noch rothe und gelbe Thone, zwischen Sandstein gelagert, an. Südlicher treten bei Aschitzau dicht am Queis nochmals versteinerungsleere Sandsteine auf, die fast horizontal gelagert sind und jedenfalls zum Ueberquader gehören.

Sämmtliche Fossilien aus dem Ueberquader weist folgende Tabelle nach:

	Mucronatenkreide	Quadratenkreide
Serpula iniqua Klocke		
» sp. ind.		
Glyphaea ornata A. Röm.		
Hamites intermedius Gein.		
Turritella multistriata Reuss	+	

	Mucronatenkreide	Quadratenkreide
Turritella nodosa A. Röm.		
» *inique ornata* Dr.		
Cerithium Requienianum d'Orb.		
Omphalia ornata Dr.	+	
» *ventricosa* Dr.	+	+
Eulima turrita Zek.	+	
Rostellaria ornata d'Orb.		
» *Reussii* Gein.		

	Mucronatenkreide	Quadratenkreide	Turon
Voluta semiplicata Münst.			
Fusus Nereïdis Münst.			
Pyrula cf. *coronata* A. Röm.			
Dentalium glabrum Gein.			
Acmaea dimidiata Reuss			
Leguminaria truncatula Reuss	+	+	
Panopaea gurgitis Goldf.	+	+	+
Pholadomya nodulifera Goldf.	+	+	
» *caudata* A. Röm.	+	+	+
Mactra Carteroni d'Orb.			
Anatina lanceolata Gein.			
Tellina plana A. Röm.			
Arcopagia numismalis d'Orb.			
Venus ovalis Sow.	+		
» *faba* Sow.	+	+	
Cyprina rostrata Gein.			
Cytherea plana Sow.	+	+	+
» *elongata* Reuss	+	+	
Cyrena tenuistriata Klocke			
» *cretacea* Dr.			

	Mucro-natenkreide	Quadraten-kreide	Turon
Cardium Ottoi Gein.			
» *productum* Sow.			
» *tubuliferum* Goldf.	+	+	
» *lineolatum* Reuss			
Isocardia cretacea Goldf.			
Crassatella arcacea A. Röm.	.	+	
Lucina lenticularis Goldf.	+	+	
Trigonia aliformis Park.	+	+	
Arca cf. *Raulini* d'Orb.			
» *propinqua* Reuss			
» *Geinitzi* Reuss			
Pectunculus ventruosus Gein.	+	+	
Cucullaea glabra Sow.	+	+	+
» *propinqua* Reuss			
Pinna diluviana Schloth.	+	+	
Mytilus Galliennei d'Orb.			
» *Cottae* A. Röm.			
» cf. *lanceolatus* Sow.			
Modiola siliqua Math.	.	.	+
Avicula pectiniformis Gein.	+	+	
» *triloba* A. Röm.			
Perna lanceolata Gein.	+	+	
Lima plana A. Röm.			
Ostrea sp. ind.			
Gervillia solenoides Gein.			
Plicatula Römeri d'Orb.			
Heteropora dichotoma Reuss	.	+	
Spongium saxonicum Gein.	+	+	+
» *nodosum* Gein.	+	+	
Von Pflanzenresten:			
Adiantum sp. ind. Göpp.			
Alethopteris sp. ind. Göpp.			

	Mucro-natenkreide	Quadraten-kreide	Turon
Taeniopteris sp. ind. Göpp.			
Gleichenia Dresleriana Göpp.			
Cannophyllites sp. ind. Göpp.			
Cunninghamites oxycedrus Presl.			
Cycadeospermum Schmidtianum Gein.? = *Fagus* sp. ind.			
Sequoia Reichenbachi Gein.			
Debeya serrata Miqu.			
Salix sp. ind. Göpp.			
Acer sp. ind. Göpp.			
Laurus cretacea Ett.			
Andromeda Parlatori Heer			

Mit dem Turon hat hiernach der Ueberquader noch 10 pCt., mit der Quadratenschicht 30 pCt. und mit der Mucronatenschicht 37 pCt. der Fossilien gemein. Die Formen, welche ausschliesslich aus ihm bekannt sind, belaufen sich auf 25, von denen die Turritellen und Omphalia-Arten, *Cyrena cretacea*, *Cardium Ottoi* und *tubuliferum*, *Arca Geinitzi*, *Mytilus Cottae*, *Plicatula Römeri* besonders häufig und für den Ueberquader bezeichnend sind. Da fast sämmtliche auch in senonen Kreidebildungen anderer Gegenden, besonders am Harz und in Sachsen, auftreten, so ist der Ueberquader der nordschlesischen Kreide mit Sicherheit als das oberste Glied des Senon zu betrachten.

Nachfolgende Tabelle möge das Verhältniss erläutern, in dem unsere nordschlesische Kreide zu den Ablagerungen derselben Formation in anderen Ländern steht.

Es bestätigt sich hier in der niederschlesischen Kreide der Ausspruch, den v. Strombeck in seiner »Abhandlung über die Kreide von Lüneburg«, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 15, p. 175 gethan hat, nämlich: »dass in dem grossen Kreidebassin, welches das nördliche Deutschland, Belgien, das nördliche Frankreich, das südliche England und die baltischen Länder umfasst, in der Kreide-

	Nordwestdeutschland nach v. Strombeck	Westfalen nach Schlüter	Belgien nach Geinitz, A. Römer	Sachsen nach Geinitz	Nördl. Frankreich nach d'Orbigny	Niederschlesien
Senon	Faxö-Kalke Dänemarks	Schichten mit *Belemnitella mucronata*	Kreidetuff v. Mastricht und Aachen	Oberer Quadersandstein mit *Pecten quadricostatus Asterias Schulzii*	Danien, pisolithische Kreide	Ueberquader mit *Cyrenea cretacea, Card. Ottoi*
	Schichten m. *Belemn. mucronata, Ananchytes ovatus* etc.	Schichten mit *Belemn. quadrata*	Mergel- und Grünsand mit *Belemnitella mucronata*		Schreibkreide mit *Belemn. mucron.*	Sandstein mit *Belemn. mucr., Inoc. Lamarcki Aster. Schulzii*
	Schichten m. *Belemn. quadrata, Micraster cor-anginum* etc.	Emscher Mergel	Lose Sande von Aachen	Oberer Quadermergel oder Baculitenschichten	Schreibkreide mit *Belemn. quadrata*	Thoniger Sandstein von Neu-Warthau mit *Credneria*
	Schichten mit *Inoceramus Cuvieri* = Salzbergs-Schichten	Zone des *Inoceramus Cuvieri*			Zone des *Micraster cor-anguinum*	?
Turon	Schichten m. *Scaphites Geinitzii, Micraster cor-testudionarium*	Zone des *Spondylus spinosus* = *Scaphitenpläner*		Oberer Pläner von Strehlen mit *Scaph. Geinitzii*	Kreide mit *Micraster cor-testud., Spond. spinos.* u. *Scaph. Gein.*	Thonige Schichten mit *Scaph. Gein., Bacul. bohem.*
	Weisse Kalke mit *Galer. albogalerus, Inoceramus Brongn.*	Zone des *Amm. Woolgari* und *Inoc. Brongn.*		Copitzer Grünsandstein	Mergel m. *Amm. Woolgari, peramplus* und *Exog. columba*	Sandige Schichten m. *Inocer. Brongn., Micr. cor-testud.*
	Rothe Kalke mit *Inoc. labiatus*	Zone des *Inoc. labiatus*		Mittl. Pläner oder Mittl. Quader mit *Inoc. labiatus*	Mergel mit *Inoc. labiatus*	Mergel, Thone mit *Inoc. labiatus*
					Belemn. plenus	Letten m. *Bel. plenus*
Cenoman	Schichten mit *Amm. Rhotomagensis*	Zone des *Amm. Rhotomagensis*		Unterer Pläner und Serpulasand	Oberer Grünsand v. Rouen m. *Ostrea carinata, Pecten asper, Ammonites Rhotom., Amm. varians. Tourtia*	Grobkörniger Sandstein m. *Ammonites Rhotom., Inoc. striatus, Ostrea carinata* und *Pecten asper*
	Schichten mit *Amm. varians, Inoc. striatus*	Zone des *Amm. varians*		Unterer Quadersandstein		
	Tourtia oder Essener Grünsand	Zone des *Pecten asper* = *Tourtia*				

bildung oberhalb der Gaults gleiche Faunen, selbstverständlich in verschiedenen Facies, und zwar in gleicher Folge übereinander vorkommen, die lithologische Beschaffenheit aber an den Rändern, namentlich im SO., sandig oder mergelig ist und erst in weiterer Entfernung an Kalkgehalt zunimmt.«

Der Umstand, dass unser Kreidegebiet sein Entstehen nur einer Bucht des grossen Kreidemeeres verdankt, wie bereits im Eingange entwickelt ist, lässt uns zu gleicher Zeit erkennen, wie dieselbe im Laufe der Zeit, vielleicht unter Mitwirkung säcularer Erhebung, ausgefüllt wurde, so dass ihre Tiefseefauna allmählich in eine brackische überging, und zuletzt massenhaft eingeschwemmte oder vielleicht sogar an Ort und Stelle gewachsene Pflanzen, den Stoff zur Entstehung förmlicher Kohlenflötze gaben.

IV. Ueber die Quarzite im westlichen Theile der Kreidemulde.

In einer Verbreitung, wie dies die rothen Punkte auf beifolgender Karte angeben, treten in dem westlichen Theile der Mulde und über ihre Grenzen hinaus, harte kieselige Sandsteine oder Conglomerate mit glasiger wie polirter Oberfläche als Ausscheidungen im Sande oder Kiese auf; die bisher als eine zweite Modification des Ueberquaders angesehen wurden.

Es sind diese Quarzitblöcke von der verschiedensten Grösse; von Faustgrösse wachsen sie bis zu Blöcken von 0,94, 1,57—3,14 Meter Durchmesser an, ja sie können — und dann treten sie lagerartig mit deutlicher Schichtung auf — so grosse Dimensionen annehmen, dass regelmässige Steinbrüche in ihnen betrieben werden. Sie sind äusserst fest und zäh; indem ein kieseliges Bindemittel die losen Sande und Kiese, welche sie noch theilweise einhüllen, cementirt hat. Die Politur nimmt die ganze Oberfläche ein, überzieht gleichmässig die Vertiefungen und Erhebungen, und man kann annehmen, dass sie sich schon bei Entstehung des Gesteins

gebildet und bei der völligen Unzersetzbarkeit desselben allen Einwirkungen der Atmosphäre widerstanden habe.

Wo man diese Blöcke auch findet, sie scheinen stets auf der ursprünglichen Lagerstätte noch zu ruhen, und nur durch die Gewalt der atmosphärischen Wasser und der Erosionskraft der Flüsse mögen sie aus dem umgebenden Sand herausgespült sein. Da der Stein ein ausnehmend gutes Strassenbaumaterial abgiebt, so gewähren mehrere in letzter Zeit in ihm betriebene Brüche gute Aufschlüsse.

Wie er aber zu anderen Schichten gelagert ist, sieht man am Besten in den Thongruben der »Siegersdorfer Werke«, nördlich Naumburg a. Q. dicht hinter der Eisenbahn. Einer mächtigen Ablagerung von feuerfestem Thone folgt hier eine Schicht des besprochenen Quarzits, in Lagen abgesondert, bis über 1 Meter mächtig und von losem Sand und Kies begleitet. Auf ihm ruht mit etwas westlichem Einfallen eine grosse Schichtenfolge von Thonen geringerer Güte und Letten mit Braunkohlentrümmern, die theilweise in Markasit übergegangen sind. Das Ganze wird vom Diluvium bedeckt. Westlich davon tritt in dem oberen Letten ein schwaches Braunkohlenflötz auf, über dem ein neues Thonlager zu ruhen scheint, welches von Septarien ganz erfüllt und ungefähr 4,71 Meter mächtig ist.

Vergleicht man diese Lagerung mit der Beschreibung von Laspeyres über das Oligocän von Halle, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1872, und von H. Credner über das Unteroligocän von Leipzig (dieselbe Zeitschr. Bd. 30), so lässt sich der »untere Siegersdorfer Thon« mit dem »Kapselthon«, dem er auch an Qualität gleicht, identificiren. Es folgt darauf die »Stufe der Knollensteine«, die hier nicht lose im Sande liegende Quarzite sind, sondern ein festes Lager bilden, wie es auch mehrfach bei Halle und Leipzig beobachtet worden ist. Darüber befindet sich die »Stufe des Unterflötzes« im Liegenden und Hangenden von Thon und Lettenschichten begleitet, und erst dann scheinen die »Septarienthone« zu folgen. — Dieselbe Parallele mit dem Unteroligocän von Leipzig lässt sich auch an anderen Aufschlüssen durchführen.

Seltsam erscheint es, dass die Quarzite gewöhnlich auf Hügeln anstehen, was sich aber so erklären lässt, dass die Diluvialfluthen oder spätere Erosion die übrigen Theile durchrissen und an gewissen Stellen gleichsam Inseln stehen gelassen haben. Die festen Quarzite schützten die sandige Unterlage vor dem völligen Wegwaschen, doch wurden sie theilweise unterspült, so dass sie dann an den Rändern der Hügel herabgesunken erscheinen, was vielfach die Täuschung veranlasst hat, sie fielen nach irgend einer Richtung hin ein, während sie doch im Allgemeinen horizontal abgelagert sind, soweit sie Schichtung erkennen lassen. Gerade die horizontale Schichtung beweist, dass sie nicht zum Ueberquader gehören, der doch stets der allgemeinen Einfallsrichtung der übrigen Kreideglieder Folge geleistet hat. — Man kann die Lagerung des Quarzits noch genau beobachten auf dem Rädelberg bei Ullersdorf, der auf Mucronatensandstein ruhend, aus Sand besteht und oben eine mächtige Schicht des Quarzits in horizontaler Schichtung trägt. Dasselbe zeigt sich auf den Hügeln zwischen Siegersdorf und Ullersdorf. Ein schöner Aufschluss wurde durch einen Schacht der Porzellanthongrube auf dem Heidelberge gegeben. Man durchteufte hier unter einer Lage Humus 2 Meter Quarzit, darunter mehrere Meter Kies und Sand, welcher letztere durch bituminöse Stoffe braun gefärbt erschien. Man gelangte in stark wasserhaltigen Kies und setzte das Abteufen dann nicht mehr fort. Alle diese, jedenfalls dem Oligocän angehörigen Schichten lagen horizontal über dem darunter mit 45^{0} einfallenden Sandstein des Ueberquader.

Ein neuer Aufschluss bei Rothwasser durch die dortige Braunkohlengrube bestätigt den vorigen. Im Liegenden des Braunkohlenflötzes hat man den Quarzit, der hier nicht so fest ist. Ueber dem 12,55—15,69 Meter mächtigen Flötz folgen über 22 Meter Thone der verschiedensten Art, dann ca. 6,28 Meter wasserhaltiger Sand und Kies, darüber 12,55 Meter wieder Thon und zum Schlusse Kies und Ackererde. — In den Braunkohlen wurden hier sehr häufig Früchte gefunden, die denen aus Klitschdorf als *Cycadeospermum Schmidtianum* Gein. bestimmten ganz ähnlich sehen; nur sind sie stets um $^{1}/_{3}$ kleiner und schlanker. Die ganze Ablagerung in

Rothwasser lässt es aber nicht zu, ein gleiches Alter der Kohle mit derjenigen von Klitschdorf anzunehmen, welche Ansicht das Vorkommen der Früchte befördern könnte.

Bei Rothwasser ist eben das Oligocän schon mehr entwickelt, als in der Nähe des Queises bei Ullersdorf und Siegersdorf, wo wir es nur mit den Rändern der Ablagerung und den untersten Schichten des norddeutschen Unteroligocän zu thun haben.

Schon von Lauban an sind im Thal des Queis fortlaufend die Quarzite aufgedeckt, am bekanntesten aber sind die Ablagerungen bei Wehrau und Klitschdorf, wo sich der Fluss mit Gewalt durch diese Felsen und weiterhin durch den aufgerichteten Kreidesandstein und Muschelkalk Bahn gebrochen hat. Die Quarzite, welche an den Ufern und etwas weiter in der Heide an der sog. »Felsenkammer« in deutlich horizontaler Lagerung bis zu 10 Meter mächtig beobachtet werden können, sind hier, vom Fluss meist unterwühlt, überstürzt und gaben Veranlassung zu malerischen Fällen. In einzelnen Brüchen in der Felsenkammer erkennt man als Liegendes der Quarzite Sand, ebenso am linken Ufer auf dem Wege nach Tiefenfurt, wo sie jetzt meist schon fortgebrochen sind.

Von hier stammen die einzigen aufgefundenen Blattabdrücke:

Flabellaria chamaeropifolia Göpp., Flora des Quadersandsteines, 1842;

Dicotyledonenblätter, vielleicht von Carpinus, ebenda, Taf. 51, 4;

Cinnamomum Scheuchzeri Heer, cf. Peck, »Nachtr. zur geogn. Beschr. der Ob.-Lausitz«,

welche alle auch für das tertiäre Alter des Quarzits sprechen.

Vergleicht man die aufgezeichneten Punkte, so findet man leicht, dass die Quarzite im Allgemeinen in der Richtung von N. nach S. in der Nähe des Queis lagern, der jedenfalls die Ursache ihrer Entblössung war; doch zeigen sie sich auch noch weiter westlich, allerdings meist von mächtigen Tertiärablagerungen jüngeren Alters bedeckt, so bei Rothwasser, Flohrsdorf, Kaltwasser, Jänkendorf, Moholz bei Niesky, auch bei Muskau. Hier bilden sie eine wenig mächtige Bank über guten Töpferthonen;

über ihnen folgen Sande, Letten mit Braunkohlenflötzen und im Hangenden wieder Thone. Man hat also dieselben Stufen wie bei Halle und bei Siegersdorf.

»Dass hier im Innern der Kreidemulde und darüber hinaus das Unteroligocän so zerstückelt auftritt, ist das Resultat einer Erosion, die sich in um so bedeutenderem Maasse bethätigen musste, als ihr einerseits die vorzüglich betroffenen Tertiärablagerungen, die Kiese und Sande der Knollensteinzone, nur sehr geringen Widerstand boten, und andererseits das oberflächige Verbreitungsgebiet dieser Etage auf dem festen Untergrunde der Kreide demjenigen Theile des Queises angehört, wo er noch eine beträchtliche Schnelligkeit und Erosionsfähigkeit besitzt. In Folge dessen ist die äusserste, nur von dem untersten Gliede des Unteroligocän, der Knollensteinetage, gebildete Zone des Tertiärgebietes auf dem rechten Ufer des Queises und in seiner nächsten Nähe auf dem linken, zum grössten Theil wieder vernichtet, so dass nur kleine, die Gipfel der Hügel krönende Inseln oder in schützende Vertiefungen eingelagerte Becken, ja selbst nur Haufwerke von Knollenstein oder einzelne Blöcke als Reste der einst allgemein verbreiteten Decke liegen geblieben sind.«

Beschreibung des Strontianit-Vorkommens in der Gegend von Drensteinfurt, sowie des daselbst betriebenen Bergbaues.

Von Herrn **Paul Menzel** in Bochum.

I. Geognostische Uebersicht der Umgegend von Drensteinfurt.

Das Vorkommen der in der Umgegend von Drensteinfurt im westfälischen Kreidegebirge aufsetzenden Strontianitgänge hat wegen des auf letzteren betriebenen, jugendlichen Bergbaues auch in weiteren Kreisen grösseres Interesse erlangt, so dass eine Beschreibung dieses seltenen Mineralvorkommens vielleicht erwünscht sein dürfte, zumal über die wahre Natur und Bedeutung des Vorkommens in bergbaulicher Hinsicht in der einschlägigen Literatur wenig veröffentlicht ist und manche in der Tagespresse über diesen Gegenstand publicirten Mittheilungen zur Verbreitung irrthümlicher Ansichten Veranlassung gegeben haben.

Die das Gebiet der Umgegend von Drensteinfurt bildenden sogenannten Mucronatenmergel, welche ihren Namen den in ihren Schichten häufig vorkommenden Alveolen des *Belemnites mucronatus* verdanken, sind als marine Bildungen in einer Bucht oder in einem nach Norden geöffneten Becken zur Ablagerung gelangt.

Dieses Becken erstreckt sich in südlicher Richtung bis nach Lippstadt und Hamm, wo es von der Lippe begrenzt wird, nach Südwesten bis zu einer Linie, welche ihrem Verlauf nach etwa durch die Städte Hamm, Senden, Coesfeld, Ahaus zu bezeichnen ist, während dasselbe nach Osten und Nordosten allmählich sich

einsenkt und unweit Stromberg, Oelde, Warendorf und in der Gegend von Münster in bedeutenderer Mächtigkeit vom Diluvium und Alluvium überlagert wird.

Nach Süden und Südwesten treten am Rande des Gebietes der Mucronatenschichten die Quadratenmergel zu Tage, welche schon ihrem äusseren Ansehen nach sich durch eine mehr bläuliche Färbung leicht von den weissgrauen Mucronatenmergeln unterscheiden lassen.

In diesem vorbezeichneten Gebiete ist strontianitführender Mucronatenmergel, soweit bis jetzt Aufschlüsse über das Vorkommen von Strontianit vorliegen, auf einer Fläche von etwa 16 Quadratmeilen verbreitet, welche sich in nördlicher Richtung bis zu den Städten Senden, Münster, Warendorf, in östlicher Richtung bis Beckum, Ennigerloh, Warendorf, in südlicher Richtung bis Beckum, Hamm, Herbern und in westlicher Richtung bis Herbern, Ascheberg und Senden ausdehnt.

Das Terrain trägt hier durchweg den Charakter des Flachlandes, was besonders für die Gegend von Drensteinfurt, Ascheberg, Rinkerodde, Albersloe, Sendenhorst und Ahlen hervorzuheben ist, während dasselbe bei Beckum, Hamm und Lüdinghausen und selbst westlich von Münster hügeliger wird.

Von Wasserläufen ist nur die Werse erwähnenswerth, ein linkes Nebenflüsschen der Ems, welches zwischen Ahlen und Beckum entspringend das in Rede stehende Terrain von Ahlen nach Drensteinfurt in westlicher, von hier über Albersloe in nördlicher Richtung durchfliesst.

Dort, wo die Mucronatenmergel unmittelbar zu Tage anstehen oder doch Verwitterungseinflüssen zugänglich waren, sind sie in eine lockere, z. Th. lettige Masse zersetzt, was auch oft bei denjenigen Schichten der Fall ist, welche direct unter der 0,5 bis 3 Meter mächtigen Decke von Lehmablagerungen liegen.

Den Uebergang zu dem gesunden und festeren Gebirge bildet eine Lage, welche sich als ein Gemenge von Thon, Mergelstücken, Lehm und Sand darstellt und häufig von einer sehr wasserreichen Kies- oder Sandschicht begleitet ist. Da die Mergelschichten die Tagewasser nicht momentan, sondern nur allmählich durch ihre

Klüfte eindringen lassen, so ist es erklärlich, dass in diesen Districten während der Regenzeit Ueberschwemmungen häufig eintreten.

Das gesunde Mergelgebirge, wie es an vielen Orten schon bei einer Teufe von 3 bis 4 Meter aufgeschlossen ist, zeigt eine sehr regelmässige Schichtung in 25 bis 30 Centimeter mächtige, horizontal gelagerte Bänke.

Die obersenone Kreide ist bekanntlich in Westfalen in Form von Mergeln entwickelt, unter denen die Mucronatenmergel das oberste Niveau einnehmen. Dieselben gehören nach der von Schlüter gegebenen Eintheilung der westfälischen Kreideformation zur Abtheilung der Coeloptychienkreide, die sich in folgende 3 Zonen gliedert:

1) Zone der *Becksia Soekelandi* oder Obere Quadratenkreide;
2) Zone des *Ammonites Coesfeldensis*, des *Micraster glyphus* und der *Lepidospongia rugosa* oder Untere Mucronatenkreide;
3) Zone des *Heteroceras polyplocum*, *Ammonites Wittekindi*, *Scaphites pulcherrimus* und *Belemnites mucronatus* oder Obere Mucronatenkreide.

Ausser *Bel. mucronatus*, dessen Alveole häufig in der Ackerkrume gefunden wird, werden von von der Mark noch als wichtige Versteinerungen der der Zone 3 entsprechenden oberen Mucronatenmergel folgende genannt:

Am. Coesfeldensis, *Baculites anceps*,
Chondrites Targionii,
Calamitopsis Koenigii,
Nerium Bochlii.

Von der Mark unterscheidet von den Oberen Mucronatenmergeln als noch jüngere und durch das Auftreten von Pflanzen und von Fischresten merkwürdige Schichten die von ihm benannten Schichten von Sendenhorst, welche seit dem Jahre 1881 auch von Schlüter als noch zum Obersenon gehörig anerkannt sind.

Ueber die Zusammensetzung des Mucronatenmergels giebt eine von von der Mark in den Verhandlungen des naturhistorischen Vereins für die Rheinlande im Jahre 1849 veröffentlichte Analyse

Aufschluss, welche ergiebt, dass dieser Mergel vorwiegend aus kohlensaurem Kalk mit Beimengungen von etwas Thonerde, Eisenoxyd, Magnesia, Kali und Kieselsäure besteht. Namentlich wurde der Mergel auch eingehender auf einen etwaigen Gehalt an (kohlensaurem) Strontian geprüft, von welchem nicht die geringsten Spuren aufzufinden waren.

Die vorerwähnte Analyse führte zu folgenden Resultaten:

A. In Chlorwasserstoffsäure lösliche Bestandtheile . . . . = 0,851 Gramm;

B. in Chlorwasserstoffsäure unlösl. Bestandtheile . . . . = 0,149 Gramm.

A. in H Cl löslich:

$CaCO_3$	= 0,819	Gramm
$MgCO_3$	= 0,002	»
Fe_2O_3	= 0,001	»
Al_2O_3	= 0,006	»

B. in H Cl unlöslich:

SiO_2	= 0,108	Gramm
Al_2O_3	= 0,025	»
Fe_2O_3	= 0,009	»
CaO	= 0,003	»
MgO	= Spur	
K_2O	= 0,004	»
Summa	= 0,977	Gramm.

An einzelnen Stellen ist der Mergel sehr rein kalkig entwickelt und ist, wie z. B. am Herrensteinberg und bei Beckum, ein werthvolles Produkt für Kalkbrennereien und Cementfabrikation.

II. Die Strontianitgänge der Mucronatenkreide.

Der Strontianit setzt in dem in vorigem Abschnitte beschriebenen Gebiete überall in Gängen auf, welche bei einem zwischen 70^0 und 80^0 variirenden Einfallen die horizontal gelagerten Mucronatenschichten fast rechtwinkelig durchschneiden. Ein grosser

Theil der bis zum Jahre 1880 aufgeschlossenen Gangadern war in einer Richtung von NNO. nach SSW., ein anderer Theil in einer solchen von OON. nach WWS. theils unmittelbar durch den Bergbaubetrieb, theils durch Schürfarbeiten verfolgt worden.

Von denjenigen Strontianitgängen, auf welchen wegen des auf denselben umgehenden Bergbaues am besten Aufschluss über das Gangverhalten zu erlangen ist, sind hervorzuheben:

1) die Gänge bei Drensteinfurt,
2) die Gänge zwischen Rinkerodde und Ascheberg,
3) die Gänge bei Albersloe,
4) die Gänge bei Ahlen.

Ausser diesen sind seit dem Jahre 1881 noch Gänge bei Beckum, Vorhelm und Sendenhorst durch Schächte in Angriff genommen; dem Verfasser war es nur gestattet, die auf den sub 2 bis 4 genannten Gängen im Jahre 1880 in Betrieb stehenden Gruben zu befahren und sich auf diesen über das Gangvorkommen zu informiren, während demselben auf einer im August 1881 ausgeführten Instructionsreise nur von dem Vorstand der Cölner Gesellschaft eine nochmalige Besichtigung der zwischen Rinkerodde und Ascheberg belegenen Gruben erlaubt wurde.

Bis zum Jahre 1881 existirten nur auf den bei Drensteinfurt gelegenen Reichardt'schen Gruben Grubenrisse, doch ist neuerdings auch von den Verwaltungen der übrigen Gruben die Anfertigung solcher Risse concessionirten Markscheidern übertragen worden.

Dieses Material war indessen dem Verfasser nicht zugänglich und so musste leider auf eine Auftragung der Gänge auf die Liebenow'sche Karte (Sectionen Münster und Dortmund) verzichtet werden.

Im Grossen und Ganzen findet jedoch eine Abweichung des Gangverhaltens in den verschiedenen Gangcomplexen nicht statt, so dass mit der Beschreibung der sub 2 bis 4 genannten Gänge das Gangverhalten des westfälischen Strontianitvorkommens charakterisirt sein dürfte.

Hinsichtlich der bei Drensteinfurt aufsetzenden Gänge ist von Herrn Ingenieur Venator, derzeitigem Director der Reichardt-

schen Gruben, in einem in der Herbstversammlung des naturh. Ver. d. pr. Rh. u. Westf. am 2. October 1881 in Bonn gehaltenen Vortrage berichtet, dass unter den reichhaltigsten Gängen ein Gang auf eine Länge von 4500 Metern, ein anderer auf eine Länge von 500 bis 600 Metern aufgeschossen ist, die Gangmächtigkeit jedoch sehr variirt und sich auf den edelsten Gangpartieen auf 2,5 Meter im Maximum beläuft.

Nach den auf den Lagerplätzen jener Gruben aufgestapelten Strontianitstücken zu urtheilen, dürfte indessen die normale Mächtigkeit nicht über 30 Centimeter betragen.

Die Gänge zwischen Rinkerodde und Ascheberg waren im Herbste 1880 bis zu einer Teufe von 15 Metern und sind im Herbste 1881 bis zu einer Teufe von 30 Metern aufgeschlossen. Sie besitzen durchschnittlich ein Einfallen von 80°. Es treten hier sowohl Parallelgänge als auch Kreuzgänge und Gangtrümer auf. Die Mächtigkeit schwankt ausserordentlich und beträgt im Maximum 30 Centimeter.

Es sind bis jetzt dort in zwei Richtungen Gangadern durch Tiefbau verfolgt worden, von denen die einen von NNO. nach SSW., die anderen von O. nach W. sich erstrecken. In ersterer Richtung wurden Gangadern auf eine Länge von 4 Kilometern, in letzterer bis auf eine Länge von 2 Kilometern erschürft. Ob aber diese Adern durchgehenden Gangspalten angehören, scheint sehr zweifelhaft. Es macht vielmehr den Eindruck, als ob das ganze Gebirge in verschiedenen Richtungen von oft sehr unregelmässig verlaufenden Gangadern netzförmig durchschnitten wird.

Die Ausfüllungsmasse der Gangspalten besteht vorwiegend aus Strontianit, welchem sich noch Kalkspath, Mergel und etwas Schwefelkies beigesellen kann, welcher letztere in Form von Knollen oder Nieren meist an den Saalbändern eingelagert oder in Form von kleinen pyritoëdrischen Krystallen den Kalkspathrhomboëdern aufgewachsen ist.

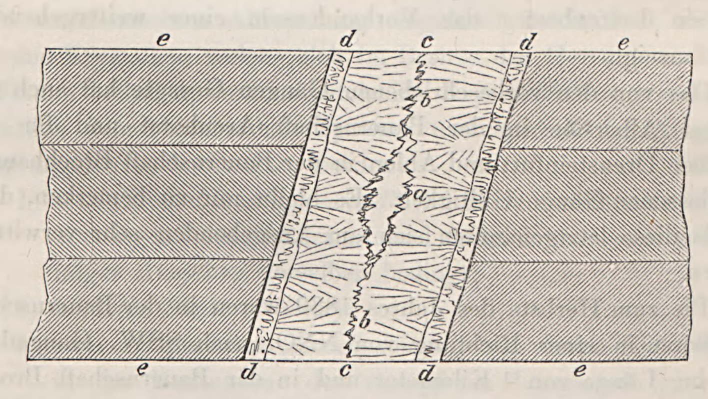
Bezüglich der Vertheilung der Mineralien im Gange ist vorab zu bemerken, dass vorzugsweise nach dem Ausgehenden zu die Gangspalte mit Mergel ausgefüllt ist, in welchem Stücke von Strontianit und Kalkspath unregelmässig vertheilt liegen, wobei

diese in Folge von Verwitterungseinflüssen die Eigenschaft erlangt haben, leicht zu zerfallen und zu zerbröckeln.

Am Ausgehenden sind demnach die Gänge aufgelockert und mächtiger als im gesunden Gebirge, woraus sich ferner erklärt, dass an solchen Stellen die Lehmdecke und Ackerkrume lose umherliegende Stücke von Strontianit und Kalkspath enthalten.

Da somit auch die Saalbänder des Ganges hier nicht mehr scharf zu erkennen sind, so mag dieser Umstand bei Schürfarbeiten sehr häufig zu Ueberschätzungen der wirklichen Gangmächtigkeit geführt haben.

Nach der Teufe hin werden die Gänge edler und geschlossener und die Mineralien sind dann in der Weise in der Gangspalte vertheilt, dass an jedem der beiden Saalbänder zunächst ein dünner Streifen Kalkspath ansitzt, von welchem aus nach der Mitte des Ganges zu der Strontianit in krystallinischen, faserig-büschelförmigen Massen angeschossen ist und entweder den ganzen Raum ausfüllt, indem die Krystalle beiderseitig ineinandergreifen, oder in der Mitte Drusenräume offen lässt.



In vorstehendem Gangprofile ist diese für die Strontianitgänge der westfälischen Kreide charakteristische Gangausfüllung skizzirt. Es bedeuten darin *e* die horizontalen Schichten des oberen Mucronatenmergels, *d* die an beiden Saalbändern auftretenden Kalkspathstreifen, *c* die Hauptausfüllungsmasse des Strontianits, welche inmitten des Ganges, wie bei *a* angedeutet ist, Drusenräume enthält, die mit Mergel ausgefüllt sein können, oder doch wie

bei *b* noch eine beiderseitige Verwachsung der Krystalle erkennen lässt.

Der Kalkspath fehlt bisweilen ganz, wo dann der Gang ganz edel ist, während andererseits, namentlich bei starken Verschmälerungen des Ganges, der Kalkspath ganz vorherrschen kann und der Strontianit alsdann ausgekeilt erscheint. Endlich sind auch schon mächtigere Gänge erschürft worden, die nur mit reinem Kalkspath erfüllt sind. — In der Gangmasse der hier in Rede stehenden Gänge sind ausserdem noch eigenartige Verwachsungen von Strontianit und Mergel zu beobachten, welche 0,5 bis 1 Centimeter breite, abwechselnde Streifen von Strontianit und Mergel aufweisen, die den Saalbändern parallel verlaufen.

Der Strontianit steht auf allen diesen Gängen keineswegs in gleichmässig anhaltenden, plattenförmigen Massen an, es finden vielmehr sowohl im Streichen als auch im Einfallen Auskeilungen und Verdrückungen der Gangmasse statt, indem die Gangspalte sich so weit verengt, dass das Mineral nur noch eine sehr schmale Ader bildet, die meistens in Kalkspath ausläuft, bis schliesslich blos ein Lettenbesteg das Vorhandensein einer weitergehenden Kluft anzeigt.

Das von den vorbeschriebenen Gängen Gesagte hat auch für die bei Albersloe in der Bauernschaft Arenhorst und für die zwischen Drensteinfurt und Ahlen in der Bauernschaft Brochhausen erschlossenen Gänge Gültigkeit. Es bleibt nur zu bemerken, dass gerade diese letztgenannten sich am Ausgehenden sehr verwittert zeigten.

Bis zum Herbste des Jahres 1880 waren in der Bauernschaft Arenhorst in einer Richtung von NNO. nach SSW. Gangadern auf eine Länge von 1 Kilometer und in der Bauernschaft Brochhausen in ähnlicher Richtung solche auf eine Länge von 2 Kilometer durch Schächtchen und Schürfgräben nachgewiesen worden. Auch sind hier Gangtrümer aufgefunden, die theils westliches, theils östliches Einfallen haben und ganz unregelmässig verlaufen.

Als sonstige Fundpunkte, welche zugleich die äussersten Punkte desjenigen Gebietes angeben, in welchem bisher Stron-

tianit nachgewiesen ist, werden genannt der Herrensteinberg und Kurhenberg nordwestlich von Hamm, wo Strontianit zuerst entdeckt und dann weiterhin bis Herbern verfolgt wurde, ferner unweit Hamm die Westenmark, wo das Vorkommen dieses Minerals in Mergelgruben, und Vorenhaus, wo es bei Fundamentirung eines Schornsteins und beim Suchen nach Ziegelerde constatirt wurde.

Nordwestlich von Münster ist Strontianit zwischen Nienberge und Altenberge, ferner in dem zwischen Münster, Telgte und Wolbeck belegenen Terrain aufgefunden worden, und endlich sind als östlichste Punkte zu nennen: Sendenhorst, Ennigerloh und Beckum, wo das Mineral in Kalksteinbrüchen angetroffen wurde.

Bezüglich der physikalischen und chemischen Beschaffenheit des westfälischen Strontianits ist noch Folgendes zu sagen: Krystalle mit regelmässig ausgebildeten Krystallflächen kommen im Allgemeinen selten vor. Die schönsten Krystalle, welche von Herrn Venator in Drensteinfurt gesammelt wurden, sind von Laspeyres in einer in den Verh. d. naturh. Ver. d. pr. Rh. u. Westf., Bd. 33, 1876 veröffentlichten Abhandlung eingehend beschrieben worden. An den Krystallen, welche sich im Besitze des Herrn v. d. Mark in Hamm befinden, sind nachstehende Krystallflächen, welche bekanntlich dem rhombischen Systeme und speciell der Aragonitreihe angehören, beobachtet worden:

1) Längsfläche (*Brachypinakoid*), welche an einzelnen Krystallen vorwiegend ausgebildet ist und dadurch ein mehr tafelförmiges Aussehen derselben bedingt;
2) verticale Säule (*Prisma*);
3) zwei Längssäulen (*Brachydomen*), von denen die spitzere in der Kantenzone der stumpferen Längssäule und der Längsfläche auftritt;
4) zwei Pyramiden, eine stumpfere und eine spitzere.

Es kommen auch solche Krystalle vor, deren pyramidal zulaufende Flächen tonnenförmig gewölbt sind, eine Erscheinung, die auf das Auftreten einer grösseren Anzahl stumpferer und spitzerer Längssäulen und Pyramiden zurückzuführen ist, indem diese Flächen schmal ausgebildet, mehr oder weniger in einander übergehen und

daher auch keine deutlichen Combinationskanten mehr erkennen lassen.

In den derberen, krystallinischen Stücken waltet immer ein büschelförmiges, faseriges und garbenförmiges Gefüge vor, wohingegen die sehr selten auftretende feinkörnige Structur mit einem sehr hohen Gehalt an Calciumcarbonat verbunden ist.

Der Strontianit ist durchsichtig bis durchscheinend und besitzt Glasglanz. Die Härte ist = 3,5, das specifische Gewicht nach ZIRKEL 3,6 bis 3,8, nach VON DER MARK für den Strontianit vom Herrensteinberg = 3,613. Die Schwankungen in der Angabe des specifischen Gewichtes finden ihre Erläuterung in der chemischen Zusammensetzung dieses Minerals, welches Calciumcarbonat als isomorphe Beimischung in variabler Menge enthält.

Wenn einzelne Strontianite einige Zeit der Verwitterung ausgesetzt sind, so bilden sich an ihrer Oberfläche braunrothe Flecke, welche ihre Entstehung einem Gehalt an Eisenoxyd verdanken. Bemerkenswerth ist, dass von VON DER MARK in einem Kalkspath eines Strontianitganges ein Gehalt von 0,52 pCt. Strontiumcarbont nachgewiesen worden ist. Es erinnert dies an das von GENTH erwähnte Vorkommen von strontianhaltigem Kalkspath, dem Strontianocalcit, welcher sich bei Girgenti auf Sicilien vorfindet.

Eine von VON DER MARK ausgeführte Analyse des Strontianits vom Herrensteinberge ergab:

SrO	. . . . =	63,56 pCt.
CaO	. . . . =	4,80 »
CO_2	. . . . =	30,85 »
SiO_2	. . . . =	Spur
Summa	=	99,21 pCt.

Zwei Analysen von H. REDICHER führten zu folgenden Resultaten:

	I.	II.
$SrCO_3$	. . = 94,70 pCt.	. . . = 93,09 pCt.
$CaCO_3$	. . = 5,22 »	. . . = 6,82 »
Fe_2O_3	. . = Spur	= Spur
H_2O	. . = 0,08 »	. . . = 0,08 »
Summa	= 100,00 pCt.	= 99,99 pCt.

Was endlich die Frage über die Entstehungsweise der westfälischen Strontianitgänge anbetrifft, so dürfte wohl die Möglichkeit einer Gangspaltenbildung durch Einwirkung von seitlichem Gebirgsdrucke und damit zusammenhängenden Schichtenstörungen und Translocationen für die vorliegenden Verhältnisse ausgeschlossen sein, da ja die Schichtung des Mukronatenmergels bei der gleichmässigen, horizontalen Ablagerung keinerlei Schichtenstörungen aufzuweisen hat. Dagegen scheint die von von der Mark zuerst ausgesprochene Ansicht, dass die Gangspaltenbildung nach der Trockenlegung des Mergelgebirges infolge der damit in Zusammenhang zu bringenden Contraction der noch plastischen Gebirgsmasse erfolgt sei, grosse Wahrscheinlichkeit für sich zu haben. Berücksichtigt man dann die Gesetze der Löslichkeit des kohlensauren Kalkes und des kohlensauren Strontian in kohlensäurereichem Wasser, so lässt sich auch die Structur der Gangmasse der hier in Rede stehenden Mineralgänge recht wohl erklären durch den Vorgang einer krystallinischen Ausscheidung genannter Carbonate aus einer Mineralsolution, welche die Gangspalten von oben her infiltrirte. Nach Lassaigne ist nämlich ein Theil kohlensaurer Strontian in 833 Theilen und 1 Theil kohlensaurer Kalk in 1136 Theilen eines mit Kohlensäure gesättigten Wassers löslich, und nach Bischof löst sich 1 Theil kohlensaurer Kalk in 1000 Theilen eines solchen Wassers bei einer Temperatur von 10° C. und einem Drucke von 750 Millimeter Barometerstand. Es wird demgemäss aus einer Mineralsolution von Bicarbonaten des Kalkes und des Strontians unter Entweichen von Kohlensäure und Verdunsten von Wasser zuerst das etwas schwerer lösliche Calciumcarbonat als Kalkspath sich an den Saalbändern der Gangspalte abgesetzt haben, und hierauf erst das Strontiumcarbonat auf dem Kalkspathe von beiden Seiten nach der Mitte des Ganges hin zur Abscheidung gelangt sein. Da in den Gängen Mergelstücke und darin auch Alveolen von *Belemnites mucronatus*, von Strontianit incrustirt, sich vorgefunden haben, so ist weiter zu folgern, dass während des Processes der Gangbildung die Gangspalten offen gelegen haben müssen, so dass die Tageswasser derartige Trümmerstücke in dieselben haben hineinspülen können.

Die Zeit der Gangbildung der westfälischen Strontianitgänge würde also vor die Zeit der diluvialen Ablagerungen fallen und somit auf die Zeitperiode der Tertiärformation zurückzuführen sein.

III. Die bergbauliche Gewinnung und die Verwerthung des Strontianits.

Das in Westfalen im Jahre 1839 zuerst am Herrensteinberg unweit Hamm entdeckte Vorkommen von Strontianit hatte anfangs nur mineralogisches Interesse. Als dann aber Strontianit von Apothekern wahrscheinlich nur zur Verwerthung in der Pyrotechnik angekauft wurde, fing man an, das Mineral in Gräben und Schächtchen zu brechen. Derartige Gräbereien wurden meist von den Grundeigenthümern selbst betrieben und so erfolgte denn auch die Gewinnung nur in Tagebauen bis zu einer Teufe von höchstens 6 Metern.

Man arbeitete zudem nur während der Sommermonate, wo man die Wasser schlimmsten Falles noch mittelst kleiner Handpumpen bewältigen konnte und stellte den Betrieb die Wintermonate hindurch ganz ein.

Erst nachdem man die Verwendung des Strontianits bei der Zuckerfabrikation schätzen gelernt hatte, und bei der nunmehrigen lebhafteren Nachfrage dem Mineral ein grösserer Absatz gesichert war, konnte die bergmännische Gewinnung des Strontianits in Betracht gezogen werden.

Seit dem Jahre 1874 liess Herr Dr. Reichardt, Besitzer von Zuckerfabriken in Dessau, in der Nähe von Drensteinfurt, Schürfarbeiten auf Strontianit betreiben. Auf den hierbei erschürften Gängen hat die Dessauer Gesellschaft seit den letzten sieben Jahren Bergbau getrieben und gegenwärtig drei Tiefbauschächte in Betrieb, aus welchen das Mineral angeblich aus einer Teufe von 40 Meter gehoben wird.

Die Lösung der Wasser geschieht hier durch kleine Saug- und Hebepumpen.

Dasjenige rohe Haufwerk, welches verwachsene Stücke von Strontianit und Mergel enthält, wird auf festliegenden Rättern separirt und einer weiteren Aufbereitung auf Setzmaschinen unterworfen.

Ferner bauen gegenwärtig auf Strontianit die Strontianit-Gesellschaft Görne & Co., welche bei Ahlen und Vorhelm Gruben besitzt, die Magdeburger Strontianitgesellschaft, deren Gruben bei Albersloe und Sendenhorst gelegen sind, sowie die Bergbaugesellschaft Seelig & Co. zu Oelde.

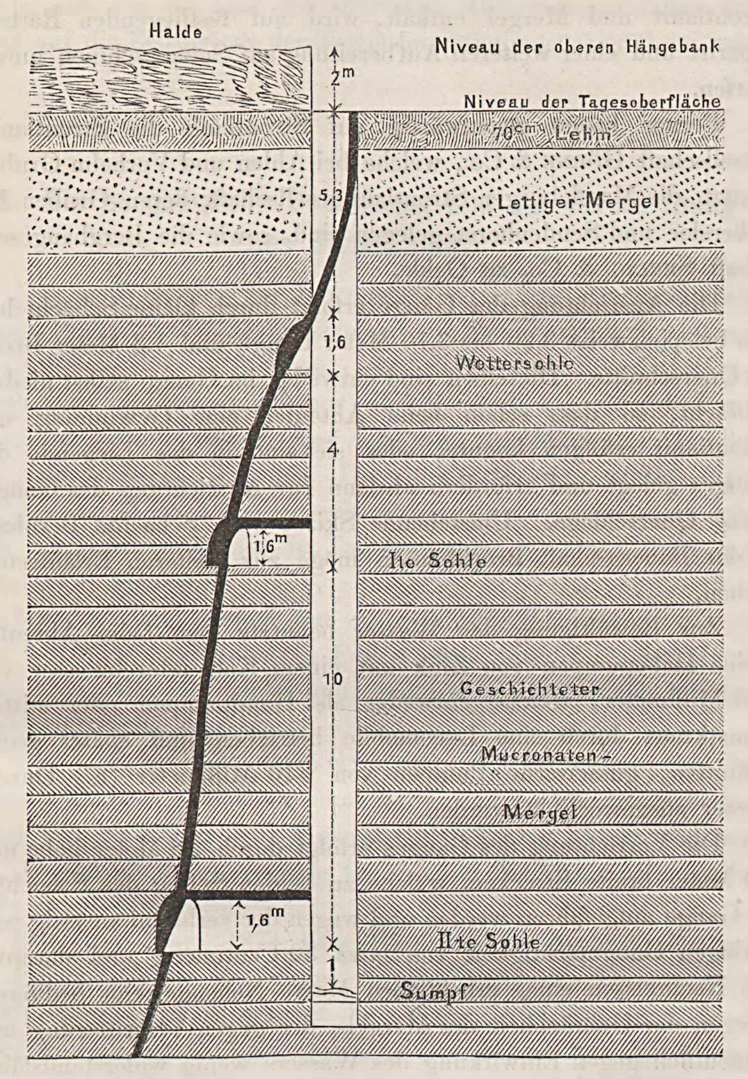
Die Ausrichtung der Gänge erfolgt durch kleine Schächtchen von beispielsweise 3,20 bis 3,70 Meter Länge und 1,3 Meter Breite im Querschnitte. Dieselben sind entweder im Gange selbst niedergebracht, so dass schon beim Abteufen eine Gewinnung von Strontianit erfolgen konnte, oder sie sind in das Liegende des Ganges gelegt und erfordern alsdann zur Ausrichtung des Ganges kurze Querschläge. Umstehende Skizze vom Schachte Bernhard in der Bauernschaft Brochhausen möge zur weiteren Erläuterung dienen.

Zur Bewältigung der Wasser benutzte man beim Abteufen kleine Hebepumpen von Zink mit einem Kolbendurchmesser von 130 Millimeter, welche entweder als Handpumpen oder mittels Kunstkreuz durch eine Locomobile betrieben und später gegen definitive, gusseiserne Pumpen von 210 Millimeter (8″) Durchmesser ausgewechselt werden.

Die Vorrichtung des Ganges erfolgt durch 1,6 Meter hohe und 1,3 Meter breite Strecken, welche zu beiden Seiten des Schachtes im Gange aufgefahren werden und wegen der verhältnissmässig sehr geringen Gangmächtigkeit von etwa 30 Centimeter und darunter das Nachreissen einer erheblichen Masse Nebengesteins bedingen. Wegen der Gebrächheit des Mergels, der gegen Verwitterung und namentlich gegen Einwirkung des Wassers wenig widerstandsfähig ist, bedarf es einer sorgfältigen Verzimmerung der Strecken und eines Verziehens der Firste und Stösse mittels Abschwarten.

Auf den Schächten der Cölner Gesellschaft werden 10 bis 15 Meter hohe Felder vorgerichtet, welche firstenbauartig rückwärts nach dem Schachte zu zum Verhieb kommen sollen.

Profil des Schachtes Bernhardt.



Diejenigen Parallelgänge, welche nicht zu entfernt liegen, werden durch Querschläge von der Hauptstrecke aus aufgeschlossen.

Abbau wurde im Herbste des Jahres 1880 nur auf den Reichardt'schen Gruben und, so viel dem Verfasser darüber bekannt geworden ist, nach der Methode des Firstenbaues geführt.

Es darf jedoch hier nicht unerwähnt bleiben, dass man sich hinsichtlich der Reichhaltigkeit und des gleichmässigen Aushaltens der Gangadern früher vielfach Illusionen gemacht hat. So darf es den Bergbautreibenden nicht verdriessen, auch dann noch Klüfte weiter zu verfolgen, wenn selbst auf eine Länge von 30 bis 40 Meter Strontianit in den Strecken nicht ansteht. Auch hat man beim Aufbrechen in die Firste der Strecken dort Strontianit gefunden, wo in der Strecke selbst keine Anbrüche gemacht worden waren.

Bei einem so unregelmässigen Aushalten der Gangadern im Streichen sowohl als auch im Einfallen der Klüfte ist es denn auch erklärlich, dass die Förderung eine sehr unregelmässige ist und es vorkommen kann, dass periodisch Monate lang auf einem einzelnen Schachtfelde kein Strontianit gebrochen wird.

Es empfiehlt sich daher nicht, den Grubenbetrieb auf einen einzelnen Punkt zu concentriren durch Anlage grösserer Tiefbauschächte, sondern eine grössere Anzahl kleiner Tiefbauschächte an den verschiedensten Punkten im Betriebe zu erhalten, um dann wenigstens auf einigen Schächten frische Anbrüche zu besitzen, welche dem Bergbautreibenden ein einigermaassen sicheres Förderquantum garantiren. Ein solches Verfahren liegt auch dem Grubenbetriebe der meisten Bergbaugesellschaften zu Grunde.

Die Wetterführung wird einfach durch Lichtschächte oder durch Wetterlutten, welche unmittelbar aus den Bauabtheilungen zu Tage ausgehen, regulirt.

Als Fördermaschinen dienen am zweckmässigsten kräftige, stationäre Locomobilen, welche gleichzeitig die Wasserhaltung besorgen können dadurch, dass sie mittelst Lenkstange und Kunstkreuz mit dem Pumpengestänge in Verbindung gesetzt werden.

Die aus Eisendraht bestehenden Förderseile laufen über Seilscheiben, welche 10 Meter hoch über dem Tagesniveau auf dem freiliegenden hölzernen Schachtgerüst verlagert sind. Die beiden Förderschalen nehmen je einen Wagen auf, welcher 6 Scheffel Haufwerk fasst.

Der auf den unreineren Gangpartieen gewonnene Strontianit bedarf noch einer Aufbereitung, welche indessen bei dem erheb-

lichen Unterschiede des specifischen Gewichtes von Strontianit = 3,6, von Kalkspath = 2,7, Mergel = 2 und Schwefelkies = 4,9 keine Schwierigkeiten bereiten kann.

Hinsichtlich der Verbreitung des Strontianit-Vorkommens auf einem Flächengebiete von 16 Quadratmeilen kann wohl behauptet werden, dass der westfälische Strontianitbergbau zukünftig noch grössere Ausdehnung gewinnen wird. Auch ist die Lage der Gruben bezüglich der Communications- und Transportverhältnisse im Allgemeinen eine günstige, da die Förderproducte auf verhältnissmässig kurze Wegestrecken nach den Bahnhöfen Rinkerodde, Drensteinfurt, Ahlen, Beckum etc. per Achse zu transportiren sind. Zudem beabsichtigt die Gesellschaft Görne & Co. eine Pferdebahn von ihren Gruben nach Ahlen anzulegen.

Schwierigkeiten dagegen erwachsen dem Bergbau dadurch, dass derselbe wegen der Unverleihbarkeit des Strontianits nicht den Schutz des Berggesetzes geniesst und namentlich des Expropriationsrechtes entbehrt, das Bergbaurecht sich also lediglich auf einen Pachtvertrag zwischen Bergbauunternehmer und Grundbesitzer begründet.

Insbesondere bietet die Erwerbung zusammenhängender Felder in demjenigen Terrain Schwierigkeiten dar, wo der Grund und Boden sich in Händen von Kleingrundbesitzern befindet.

Ferner ist die kurze Dauer der Pachtverträge, welche in einzelnen Fällen nur auf 5 Jahre zum Abschluss kamen, der Entwickelung des Bergbaubetriebes sehr hinderlich. Die Pachtverträge, welche z. B. zwischen der Cölner Gesellschaft und den Grundbesitzern auf eine Dauer von 10 Jahren abgeschlossen sind, verpflichten den Bergbautreibenden zu einer Abgabe von 75 Pf. pro Centner des im Tagebau, von 50 Pf. pro Centner des durch einen Haspelschacht und von 25 Pf. pro Centner des durch einen Maschinenschacht gewonnenen Strontianits und zu einer jährlichen Pachtabgabe von 36 Mark für $^1/_4$ Hektar des Landes, welches dem Grundbesitzer zum Zwecke bergbaulicher Anlagen entzogen wird, wohingegen es dem Bergbautreibenden vorbehalten bleibt, den Vertrag jederzeit notariell aufnehmen zu lassen und sein Bergbau-

recht während der in dem Vertrage stipulirten Zeit an einen Dritten zu übertragen.

In weit höherem Maasse ist es zu bedauern, dass die Bergarbeiter nicht unter dem Schutze des Berggesetzes stehen, und es würde gewiss sehr zu wünschen sein, dass der Bergbaubetrieb wenigstens mit Rücksicht auf die Sicherheit der Arbeiter der bergbaulichen Aufsicht der Bergbehörden unterstellt und dass durch die Institution eines Knappschaftsvereins in einer den Anforderungen der heutigen Zeit entsprechenden Weise für die Hinterbliebenen der Verunglückten, die Kranken und Invaliden gesorgt würde.

Die volkswirthschaftliche Bedeutung des Strontianitbergbaues ist vorwiegend abhängig von der Verwerthung des Strontianits bei der Zuckerraffinerie.

Die für die Verwendung des Strontians in der Pyrotechnik, bei der Glasfabrikation und der neuerdings in Frage kommenden Herstellung von kaustischem Natron erforderlichen Quantitäten stehen in keinem Vergleich zu dem bei der Zuckerraffinerie zu verwendenden Strontianitquantum.

Das von Fleischer entdeckte und in den Dessauer Zuckerfabriken zuerst angewandte Strontianitverfahren beruht im Wesentlichen in der Herstellung eines Strontiumsaccharates in der Melasse, indem der in letzterer noch rückständige Zucker an Strontiumoxyd chemisch gebunden wird. Dieser Zucker wird alsdann durch Einleiten von Kohlensäure zu krystallinischer Ausscheidung gebracht. Der Strontianit ist daher vorher zu calciniren, um daraus die Strontianerde oder Strontiumoxyd zu gewinnen. — Bezüglich des Verbrauchs an Strontianit bei einer neu einzurichtenden Zuckerraffinerie soll nach einer aus der Essener Zeitung entnommenen Mittheilung die Einrichtung des Strontianitverfahrens anfangs 2000 bis 3000 Centner Strontianit erfordern, welcher zum Theil wieder zu gewinnen ist, so dass unter letzterer Voraussetzung der Jahresbedarf für den Weiterbetrieb sich noch auf etwa 3000 Centner belaufen würde.

Bei dem Aufschwunge, welchen (allein) unsere heimische Zuckerfabrikation in den letzten Decennien genommen hat, ist die

Frage naheliegend, inwieweit der vermuthlich in Westfalen noch anstehende Strontianit den Bedürfnissen dieses bedeutenden Industriezweiges an Strontianerde genügen dürfte.

Eine eingehendere Erörterung dieser Frage kann aber erst auf Grund statistischer Angaben über die bisherige Förderung der Strontianitgruben statthaben. Leider sind hierüber weder Zahlen veröffentlicht, noch dem Verfasser von den Grubenverwaltungen mitgetheilt worden.

Nach Maassgabe der bisher im Strontianitbergbau gemachten Erfahrungen über das Verhalten und die Mächtigkeit der Gänge dürfte man wohl zu der Annahme berechtigt sein, dass die bereits bestehenden Bergbaugesellschaften noch auf eine ansehnliche Reihe von Jahren hinaus denjenigen Bedarf an Strontianit beschaffen können, welcher von den gegenwärtig nach dem Strontianitverfahren arbeitenden Zuckerraffinerien beansprucht wird.

Sollte dagegen die Strontianitgewinnung stärker als bislang Gegenstand der Speculation werden, wozu der hohe Verkaufspreis von 9 bis 10 Mark pro Centner veranlassen könnte, so dürfte bei einer sehr intensiven Ausbeutung eine verhältnissmässig baldige Erschöpfung der Lagerstätten zu befürchten sein.

Es ist somit eine allgemeinere Verwendung des Strontianits, welche der gesammten Zuckerfabrikation zu gute käme, kaum zu erwarten.

Bezeichnend ist in dieser Hinsicht, dass man wegen Mangels an anderweitigen abbauwürdigen Strontianit-Lagerstätten eine eventuelle Verwendung des Cölestin in Erwägung gezogen hat. Einer Umwandlung von Strontiumsulfat in Strontiumcarbonat mittels Magnesit nach dem Scheibler'schen Verfahren sollen zwar keine praktischen Schwierigkeiten entgegenstehen, dahingegen scheinen die auf Veranlassung englischer Gesellschaften ausgeführten Untersuchungen der Cölestinlager bei Girgenti auf Sicilien zu keinen günstigen Resultaten geführt zu haben. Diese Lager werden zwar als momentan reichhaltig geschildert, beschränken sich indessen nur auf Ablagerungen an der Oberfläche, so dass hier bei stärkerer Ausbeutung eine vorzeitige Erschöpfung vorauszusehen ist.

Das Bedürfniss nach Beschaffung eines billigeren und in beliebig grossen Quantitäten andauernd zu beziehenden Materials dürfte wohl dazu geführt haben, die Verwendung von gebranntem Dolomit in Aussicht zu nehmen, in welchem als wirksame Bestandtheile gleichzeitig Kalk und Magnesia in Betracht kommen. Inwieweit die Scheibler'sche Methode, mittels gebrannten Dolomits aus den werthlosen Abgängen der Zuckerfabrikation den noch rückständigen Zucker zu gewinnen unter gleichzeitiger Herstellung eines guten Düngemittels, in der Praxis Einführung finden wird und geeignet ist, das Strontianitverfahren zu ersetzen, ist gegenwärtig noch eine unentschiedene Frage, deren endgültige Beantwortung erst die durch eingehende, fachmännische Versuche erzielten Resultate herbeiführen können.

Fossile Hölzer
aus der Sammlung der Königlichen geologischen Landesanstalt zu Berlin.

Von Herrn **Conwentz** in Danzig.

Vorbericht der Redaktion.

Im Folgenden werden die Ergebnisse einer Reihe von Untersuchungen geboten, deren Ausführung sich Herr Dr. Conwentz, Director des Westpreussischen Provinzial-Museums zu Danzig, mit dankenswerther Bereitwilligkeit unterzogen hat. Gegenstand derselben war eine Reihe fossiler Hölzer aus den Sammlungen der geologischen Landesanstalt. In Abschnitt I sind den Quartärbildungen, Alluvium und Diluvium, angehörende, in Abschnitt II tertiäre und ältere Hölzer zusammengestellt.

Die im Alluvium gefundenen sogenannten Rollhölzer No. 1 und 2 sind auch ihrer Abstammung nach als alluvial zu bezeichnen, während von den diluvialen Hölzern nur eins, No. 3 (deshalb auch als diluviales Rollholz bezeichnet), als wahrscheinlich auch zur Diluvialzeit gewachsen betrachtet werden darf, alle übrigen (No. 4—19, bezw. 22?) aber echte Geschiebehölzer sind, d. h. aus älteren Formationen stammend als Geschiebe im Diluvium zum Absatz kamen.

Die Braunkohlenhölzer des zweiten Abschnittes dürfen zweifellos als auch zur Tertiärzeit gewachsen betrachtet werden. — Von nachweislich in älteren Formationen gefundenen Hölzern folgen sodann noch zwei Kieselhölzer, das eine aus dem Lias, das andere aus dem Posidonomyenschiefer desselben.

Wo solches noch möglich war, ist der betreffenden Beschreibung und Bestimmung noch ein kurzer Fundbericht vorausgeschickt. Von fast sämmtlichen mikroskopisch untersuchten Hölzern befinden sich drei Dünnschliffe (Quer-, Radial- und Tangentialschliff) bei den Originalen und werden in der Sammlung der Landesanstalt aufbewahrt.

Kurz zusammengefasst ergeben die Conwentz'schen Bestimmungen den folgenden Ueberblick:

I.

Hölzer aus der Quartärformation.

a) Alluviales Rollholz.

No. 1. *Alnus* sp., von Büsum.
» 2. *Fraxinus* cf. *excelsior* L., aus Holstein.

b) Diluviales Rollholz.

No. 3. Laubholz aus Cyprinenthon, von Succase bei Elbing.

c) Diluviale Geschiebehölzer.

No. 4. *Cupressinoxylon* sp., vom Kreuzberge bei Berlin.
» 5. Desgl. von Alt-Rottstock.
» 6. 7. Desgl. von Oderberg.
» 8. Desgl. von Stolpe.
» 9. Desgl. von Mecklenburg.
» 10. Desgl. von Reuchlitz.
» 11. Desgl. von Gr.-Almerode.
» 12. Desgl. von Sossenheim am Taunus.
» 13. *Cupressinoxylon pachyderma* Göpp., von Sondershöved in Jütland.
» 14. *Cupressinoxylon* cf. *pachyderma* oder *Pinites ponderosus* Göpp., von Dorf Garden.
» 15. *Rhizocupressinoxylon* cf. *opacum* Göpp. sp., aus Holstein.
» 16. *Rhizocupressinoxylon* sp., von Gardelegen.
» 17. 18. *Cornoxylon erraticum* n. sp. Conw., wahrscheinlich aus Holstein.
» 19. *Cornoxylon Holsatiae* n. sp. Conw., von Oester-Borstel (Holstein).
» 20. Coniferenholz von Niederlöhme.
» 21. Desgl. von Danndorf.
» 22. Unbestimmbares Geschiebe von Mittenwalde.
» 23. Kieselhölzer von Brostau. (NB. Der Fundort wird angezweifelt.)
a. Laubholz.
b. *Psaronius* sp. der Section *Helmintholithus* Stenzel.
c. *Fasciculites confertus* n. sp. Stenzel.
d. *Fasciculites germanicus* n. sp. Stenzel.

II.
Tertiäre und ältere Hölzer.

a) Braunkohlenhölzer.

No. 1. *Rhizocupressinoxylon subaequale* Göpp., von Kranichfeld.
» 2. *Cupressinoxylon* cf. *subaequale* Göpp. mit *Rhizocupressinoxyla* Conw., von Dorheim.
» 3. *Cupressinoxylon fissum* Göpp., von Schurgast.
» 4. *Cupressinoxylon* cf. *pachyderma* Göpp., von Giesel.
» 5. *Glyptostrobus tener* Kr., von Salzhausen.
» 6. Coniferenholz von Schossnitz.

b) Aeltere Hölzer.

No. 7. *Araucarites* sp. aus Posidonomyenschiefer, von Wenzen.
» 8. *Araucarioxylon latiporosum* Kr. aus Mittl. Lias, von Salzgitter.

I.
Hölzer aus der Quartärformation.

a) Alluviales Rollholz (Flottholz).

No. 1.

Alluviales Rollholz der Küstenwatten von Büsum. (Meyn leg.)

Das Holz ist aus Zellen und Gefässen zusammengesetzt. Erstere sind polygonal, mit abgerundeten Ecken, und auf den Längswänden einfach oder gehöft getüpfelt. Die Gefässe sind theils unregelmässig gruppirt, theils radial angeordnet; ihre Form ist ursprünglich rund und wird eckig, wenn sie zu mehreren beisammen stehen. Die verticalen Wandungen werden von kleinen Tüpfeln dicht bekleidet. Die schief verlaufenden Querwände sind leiterförmig durchbrochen; bis 18 einzelne Sprossen, welche ziemlich eng aneinander liegen, bilden eine Leiter. Die Markstrahlen sind einreihig und werden bis 18 Stockwerke hoch. Tangential erscheinen deren Zellen tonnenförmig, isodiametrisch oder etwas höher als breit; die radialen Wände sind getüpfelt.

Aus obiger Beschreibung erhellt, dass das fragliche Exemplar ein Erlenholz ist. Die Species lässt sich mit Sicherheit nicht feststellen, da der anatomische Bau der einzelnen Arten nicht wesentlich von einander abweicht.

Alnus sp.

No. 2.

Alluviales Rollholz aus Holstein. (Meyn leg.)

Dies Exemplar ist bei Weitem nicht so gut erhalten, wie das vorige. Das Holz besteht aus langgestreckten Prosenchym- und kurzgegliederten Parenchymzellen, sowie Gefässen von zweierlei Art. Dieselben kommen entweder einzeln oder öfter zu zweien, stets in concentrischen Reihen angeordnet vor. Die Gefässe des Herbst-

holzes sind gewöhnlich spärlicher und immer auffallend enger als die des Frühjahrsholzes. Die verticalen Wände erscheinen getüpfelt und ohne Spiralen; welcher Art die Durchbrechung ist, lässt sich mit Sicherheit nicht feststellen, doch war von einer leiterförmigen keine Spur wahrzunehmen. Die Markstrahlen sind ein- oder zweireihig und niedrig gebaut.

Die vorerwähnte Vertheilung der Gefässe ist, unter den hier in Betracht kommenden Bäumen, allein für die Esche charakteristisch. Daher stehe ich nicht an, trotz der sehr mangelhaften Erhaltung, das gedachte Stück auf diese Gattung zurückzuführen. Es darf nicht Wunder nehmen, dass ein eschenes Rollholz an der holsteinschen Ostseeküste aufgefunden wird, zumal Fünen und Rügen sehr ausgedehnte und alte Bestände an *Fraxinus excelsior* noch aufzuweisen haben. Demgemäss können Bruchstücke hiervon leicht in die See gerathen und an der nahen holsteinschen Küste wieder ausgeworfen werden.

Fraxinus, cf. *excelsior* L.

b) Diluviales Rollholz.

No. 3.

Diluviales Rollholz aus Cyprinenthon von Succase bei Elbing. (G. Berendt leg.)

Das untersuchte Stück entstammt dem echten Cyprinenthon (Jentzsch's Yoldiathon) [1], bezw. einer der diesen Thon am Steilufer zum Haff abbauenden Ziegeleigruben bei dem Orte Succase.

Die regelrecht abgerollten, in ihrer Erhaltung die Mitte zwischen alluvialem Roll- oder Flottholz und tertiärem Braunkohlenholze haltenden Holzstücke, deren die Sammlung noch mehrere besitzt, kommen dort in Gemeinschaft mit Schaalresten von *Yoldia arctica*, *Cyprina islandica* und *Astarte borealis* und mit Knochen vom Schellfisch (*Gadus aeglefinus*) zerstreut in den fetten Thon eingebettet vor.

Da die Erhaltung des untersuchten Stückes keine entschiedene Bestimmung zuliess, so sollen anderweite Stücke in der Folge zur Untersuchung gelangen.

Das Holz wurde im frischen Zustande von einem Pilz befallen und arg angegriffen. Demzufolge ist es so schlecht conservirt, dass

[1] A. Jentzsch, Schrift. d. phys. ökon. Ges. zu Königsberg 1876, S. 139. G. Berendt, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXI, S. 692.

es nur mit Mühe gelang, die Laubholznatur festzustellen. Eine nähere Bestimmung ist durchaus unmöglich.

Laubholz.

c) Diluviale Geschiebehölzer.

No. 4.

Geschiebeholz vom Kreuzberge bei Berlin.
(K. A. Lossen leg.)

Das 15,5 Centimeter lange, 5—7 Centimeter Durchmesser zeigende Stück entstammt einer der seither eingegangenen und jetzt bebauten Sandgruben auf dem eigentlichen Kreuzberge, mithin den Sand- und Grandschichten des Unteren Diluviums.

Das ganze Stück besteht aus Kieselsäure, welche sich im Innern der Holzzellen massenhaft in einzelnen Krystallen abgeschieden hat. Hierdurch und durch fein vertheilte Eisenverbindungen wird das mikroskopische Bild der Dünnschliffe sehr erheblich getrübt.

Die Jahresringe erreichen eine verschiedene Dicke von 0,40 bis 2,00 Millimeter. Die Tracheïden sind vorherrschend zweireihig getüpfelt, wobei die benachbarten Tüpfel stets auf gleicher Höhe stehen. Holzparenchym ist häufig vorhanden. Die Markstrahlen sind einreihig, bis 24 Etagen hoch. Auf der radialen Wand der Zellen sind zuweilen querovale Tüpfel sichtbar.

Dies Holz ist dem der folgenden Nummer sehr ähnlich und beide haben wahrscheinlich derselben Baumart angehört.

Cupressinoxylon sp.

No. 5.

Geschiebeholz aus Alt-Rottstock. (G. Berendt leg.)

Das 15 Centimeter lange, 3,5 Centimeter breite Stück wurde bei den grossen Ausschachtungen der Berlin-Wetzlarer Eisenbahn behufs Gewinnung von Kies bei dem Dorfe Rottstock, zwischen Brück und Belzig, in einem hier sehr mächtigen Grandlager des Unteren Diluviums gefunden.

Das Versteinerungsmaterial wird wie bei dem vorigen von krystallinischer Kieselsäure gebildet, welche durch anderweitige

anorganische Beimengungen verunreinigt ist; diese beiden Factoren bedingen gleichzeitig die Undeutlichkeit des mikroskopischen Bildes.

Die Jahresringe haben eine sehr verschiedene Weite, welche zwischen 0,25 bis 2,00 Millimeter wechselt. Sie werden gleichmässig aus Tracheïden zusammengesetzt, deren Hoftüpfel häufig durch Quarzkrystalle verdeckt oder zerstört sind. In manchen Zellen schliessen sie sich eng und regelmässig aneinander, so dass hierdurch ein Bild hervorgerufen wird, welches an die polygonale Tüpfelung der Araucarien-Tracheïden recht lebhaft erinnert. Wo die Tüpfel conservirt sind, erscheinen sie gross, manchmal quergezogen, mit rundem porus, in einer oder zwei Reihen gleich hoch gestellt. Das Holzparenchym tritt häufig auf und führt noch zuweilen Harz. Die Markstrahlen sind einreihig und werden bis zu 24 Stockwerken hoch. Die Tüpfel der Strahlzellen sind nicht deutlich erhalten.

Das gedachte Exemplar gehört einem cypressenähnlichen Holze an:

Cupressinoxylon sp.

No. 6 und 7.

Geschiebeholz aus Oderberg. (G. Berendt leg.)

Das eine der Stücke misst 21 Centimeter in der Länge bei einer Breite von 6,5 und einer Dicke von 1 Centimeter, das andere nur 9 Centimeter in der Länge bei einem Durchmesser von 7,5 und 6 Centimeter. Sie wurden bald nacheinander an ziemlich derselben Stelle des Steilgehänges zum Oderbruch, östlich Oderberg, im Sand und Grand des Unteren Diluviums gefunden.

Diese beiden Stücke sind durch krystallinische Kieselsäure versteinert und unvollkommen erhalten. Die Jahresringe sind gleichmässig eng und erscheinen namentlich in No. 2 häufig verdrückt. Sie bestehen durchweg aus Tracheïden, deren radiale Wand meistens mit zwei Reihen gleich hoch gestellter Hoftüpfel bekleidet ist. Unterbrochen wird dies Gewebe von harzführendem Holzparenchym, dessen Querschnitt dem der benachbarten Tracheïden gleichkommt. Die Markstrahlen sind einreihig und erreichen eine Höhe von 20 Stockwerken.

Zufolge der krystallinischen Ausbildung, welche in nahezu allen Zellen sehr merklich hervortritt, hat die Deutlichkeit der Structurverhältnisse ungemein gelitten. Daher war es schlechterdings nicht möglich, die qu. Stücke definitiv zu bestimmen, indessen geht aus obigen Angaben zur Genüge hervor, dass sie einem Baume aus der Verwandtschaft der Cupressineen oder Abietineen, wahrscheinlich der ersteren, angehört haben. Demgemäss können sie als

cf. *Cupressinoxylon* sp.

bezeichnet werden.

No. 8.

Geschiebeholz von Stolpe.

Das Holz ist in frischem Zustande durch Pilzmycel vielfach angegriffen worden, so dass die feineren Structurverhältnisse nicht unversehrt erhalten bleiben konnten. Ueberdies ist es, wahrscheinlich nach Einwirkung säurehaltiger Gewässer, mehr oder weniger aufgequollen, ehe es durch krystallinische Kieselsäure versteinert wurde. Stellenweise treten noch verschiedene anorganische Verunreinigungen hinzu.

Die Jahresringe sind ungleichmässig dick und variiren zwischen 0,30 und 2,50 Millimeter. In diesen weiteren herrscht die mittlere Schicht vor, weshalb das qu. Bruchstück einem Stammholze angehört haben muss. Auf der radialen Seite der Tracheïden stehen die Tüpfel in 2 bis 3 Reihen nebeneinander und gleich hoch; der porus ist zuweilen infolge der Pilzeinwirkung geschwunden. Das Holzparenchym ist kurzgegliedert und häufig verbreitet. Die Markstrahlen sind einreihig, bis 17 Stockwerke hoch. Der Zellquerschnitt erscheint tangential elliptisch bis rund. Tüpfel sind auf den Wandungen der Strahlzellen nicht sichtbar.

Cupressinoxylon sp.

No. 9.

Geschiebeholz aus Mecklenburg. (L. MEYN leg.)

Das Holz war bereits verquollen, ehe es durch krystallinische Kieselsäure versteinert wurde.

Die Jahresringe sind ungleichmässig, bis 2,50 Millimeter dick. Die Tracheïden sind von kleinen Krystallen erfüllt und ausserdem treten anderweitige Verunreinigungen (? Eisenoxydulhydrat) auf, so dass die Tüpfel nur hier und da angedeutet erscheinen. Das Holzparenchym führt oft noch einen harzigen Inhalt. Die Markstrahlen sind einreihig, bis 20 Stockwerke hoch; selten werden einzelne hiervon durch Theilung zweireihig.

cf. *Cupressinoxylon* sp.

No. 10.

Verkieseltes Holz von Beuchlitz.

Dieses Stück war bereits in Zersetzung begriffen, ehe es in krystallinische Kieselsäure umgewandelt wurde, und deshalb ist die organische Structur stellenweise nur undeutlich erhalten. Die 1,50 bis 3,00 Millimeter weiten Jahresringe bestehen aus drei Schichten Tracheïden, woraus hervorgeht, dass das qu. Exemplar dem Stammholz einer Conifere angehört hat. Auf der radialen Wand der Tracheïden stehen Hoftüpfel entfernt einreihig, auch zerstreut, aber selten zweireihig; auf der tangentialen Wandung waren keine Tüpfel sichtbar. Zerstreutes Holzparenchym kommt häufig vor und ist oft noch mit Harz angefüllt.

Die Markstrahlen sind einreihig und werden bis 15 Stockwerke hoch. Die radiale Wand der Strahlzellen ist wohl mit Tüpfeln bekleidet gewesen, doch liess sich mit Sicherheit die Form und die Beschaffenheit derselben nicht erkennen.

Der obige Befund weist darauf hin, dass unser Holz zur Gattung *Cupressinoxylon* gehört. Schon in früherer Zeit ist bei Halle eine als Braunkohle und als verkieseltes Holz sehr häufig vorkommende Cypressenart von ANDRÄ (Botanische Zeitung, 6. Jahrg., S. 633) beobachtet und als *Calloxylon Hartigii* (= *Cupressinoxylon Hartigii* GÖPPERT) beschrieben worden. Daher lag die Vermuthung nahe, dass das obige Exemplar hierzu gehöre; jedoch lehrte ein Vergleich eine wesentliche Verschiedenheit beider Hölzer, vornehmlich in der Anordnung der Tüpfel. Die schlechte Erhaltung



lässt eine anderweite Bestimmung als inopportun erscheinen, und so mag das fragliche Holz vorläufig als

Cupressinoxylon sp.

bezeichnet werden.

No. 11.

Geschiebeholz von Gr.-Almerode.

Die hierzu gehörigen Bruchstücke sind sehr schlecht erhalten; das Versteinerungsmaterial bildet krystallinische Kieselsäure, welche durch diverse anderweitige anorganische Einlagerungen verunreinigt wird.

Die Jahresringe sind mit blossem Auge deutlich zu erkennen und wechseln zwischen 0,50 bis 3,50 Millimeter Breite. Sie bestehen durchweg aus nahezu gleichförmigen und gleichmässig verdickten Tracheïden, so dass ein Unterschied zwischen der Structur des Herbst- und Frühjahrholzes kaum merkbar ist; er wird aber durch die fremden Einlagerungen sehr scharf bezeichnet, welche vornehmlich auf der Grenze der Jahresringe stattgefunden haben. Die Hoftüpfel der Tracheïden sind sehr undeutlich; sie stehen wahrscheinlich gleich hoch in zwei Reihen. Holzparenchym ist mehrfach vorhanden.

Die Markstrahlen sind bis 25 Etagen hoch; die Tüpfelung der Wände ist nicht mit Gewissheit anzugeben.

Trotz der schlechten Conservirung geht aus obigem Befunde zur Genüge hervor, dass die qu. Stücke zur Gattung *Cupressinoxylon* gehören. Auf einer der mir mitgeschickten Etiquetten dieser Nummer befindet sich die Bezeichnung

»Kieselholz von *Sequoia*«.

Ich weiss nicht, worauf diese Bestimmung gegründet ist und bemerke, dass die mir eingesandten Dünnschliffe die Zugehörigkeit zu dieser Gattung keineswegs erkennen lassen. Der Bau der *Sequoia* galt als so übereinstimmend mit dem der Cupressineen, dass die fossilen Hölzer beider unter dem Namen *Cupressinoxylon* zusammengefasst werden mussten. Erst neuerdings will Schröter (Untersuchungen über fossile Hölzer aus der arctischen Zone,

Zürich 1880) in der Tüpfelung der radialen Wand der Markstrahlenzellen eine constante Differenz aufgefunden haben. — Wie oben erwähnt, sind diese feineren Structurverhältnisse in unseren Dünnschliffen nicht erhalten; daher kann ich wohl die Möglichkeit zugeben, dass die qu. Hölzer *Sequoia* angehören, mit Sicherheit vermag ich sie aber nur als

Cupressinoxylon sp.

zu bezeichnen.

No. 12.

Verkieseltes Holz von Sossenheim bei Soden am Taunus; Kiesgruben. (E. Weiss leg.)

Das Holz ist 24 Centimeter lang und 2,5 bis 4 Centimeter dick; es zeigt am oberen und unteren Ende je eine Astnarbe. Die Versteinungsmasse besteht aus einem Gemenge von amorpher und krystallinischer Kieselsäure. Bevor das Stück petrificirt wurde, war es durch parasitische Pilze stellenweise zersetzt und ausserdem stark gedrückt worden. Daher ist die Erhaltung unvollständig und ermöglicht nicht eine specifische Bestimmung.

Die Jahresringe, welche deutlich und weit (bis 6 Millimeter) sind, bestehen aus Tracheïden und Holzparenchym. Jene tragen auf der radialen Wandung eine Reihe grosser Hoftüpfel; das Parenchym, welches sehr häufig auftritt, führt Harz. Die Markstrahlen sind von einerlei Art: einreihig und von mittlerer Höhe; ich zählte bis 17 Stockwerke übereinander. Die Structurverhältnisse der Wandung der Strahlenzellen sind nicht erkennbar.

Aus obigen Angaben erhellt, dass das vorliegende Holz einem cypressenähnlichen Baume angehört hat:

Cupressinoxylon sp.

No. 13.

Geschiebeholz aus altem Diluvium von Sondershöved in Jütland. (L. Meyn leg.)

Dies Holz ist von braunkohleartiger Beschaffenheit und schwerer als destillirtes Wasser. Die Jahresringe sind eng und lösen sich

an beiden Enden des Bruchstückes theilweise auseinander. Die Tracheïden sind ausserordentlich stark verdickt und häufig derartig zusammengedrückt, dass ihre Contouren kaum erkennbar bleiben. Im Herbstholz hat die Dicke der Zellwände nach Innen soweit zugenommen, dass das lumen nur noch als einfacher Strich oder auch garnicht mehr sichtbar ist. Wahrscheinlich ist diese auffallende Dickwandigkeit nicht ursprünglich, vielmehr erst auf der Lagerstätte durch Einwirkung schwefelsäurehaltiger Gewässer secundär hervorgerufen. Aus der Masse der mehr oder weniger rothbraun gefärbten Tracheïden heben sich einzelne unregelmässig vertheilte Gruppen von glänzend goldgelben ab; diese treten vornehmlich auf dem Querschnitt deutlich hervor. Wo die Tüpfel sichtbar sind, erscheinen sie auf der radialen Seite einreihig, etwas entfernt stehend, mit verticalem Spalt; auf der tangentialen Wand befinden sich kleinere Tüpfel, deren Spalt gleichfalls vertical verläuft.

Das regelmässige Gewebe der Tracheïden wird häufig durch harzführendes Holzparenchym unterbrochen, welches oft eine concentrische Anordnung erkennen lässt. Die Markstrahlen sind einreihig und erreichen eine Höhe bis zu 16 Stockwerken. Die Tüpfelung dieser Zellenwände ist nicht sichtbar.

Obiger mikroskopischer Befund verweist das untersuchte Holz in die Gattung *Cupressinoxylon.* Die ausgeprägte Dickwandigkeit der Zellen und die dadurch bedingte specifische Schwere cypressenähnlicher Braunkohlenhölzer ist von Göppert dazu benützt worden, eine besondere Species: *pachyderma* zu begründen. Unser Holz differirt von der hierfür gegebenen Diagnose unwesentlich durch etwas höhere Markstrahlen, daher können wir es ohne Weiteres als ein, voraussichtlich aus dem Oligocaen stammendes Geschiebeholz:

Cupressinoxylon pachyderma Göpp.

bezeichnen.

No. 14.

Geschiebeholz aus Dorf Garden.

Das Holz ist von braunkohleähnlicher Beschaffenheit, erscheint äusserlich bräunlich und auf horizontalem Bruch schwärzlich; im

Wasser sinkt es unter. Mikroskopisch erweist es sich als sehr stark gequollen und verdrückt, so dass die Structurverhältnisse wenig erkennbar sind. Die Contouren der Tracheïden sind wenig oder garnicht deutlich, das Bild der Markstrahlen ist ebenso verschwommen und tangential schlechterdings nicht sichtbar. Auf den Zellwänden ist von einer Tüpfelung keine Spur. Im Querschnitt sind Harzmassen ziemlich dicht in concentrischen Kreisen angeordnet. Da jene eine verschiedene Grösse zeigen, so bleibt es zweifelhaft, ob sie durchweg in Holzparenchym oder auch in Harzgängen abgelagert sind.

Das qu. Stück gehört sicherlich einer Conifere an und muss entweder zur Gattung

Cupressinoxylon (cf. *pachyderma* GÖPP.)

oder

Pinites (cf. *ponderosus* GÖPP.)

gestellt werden.

No. 15.

Geschiebeholz aus Holstein. (MEYN leg.)

Dies kleine Bruchstück ist in krystallinische Kieselsäure umgewandelt.

Die Jahresringe sind ungleich dick, 0,2 bis 1,0 Millimeter, und stark gedrückt, so dass sie im frischen Zustande wohl eine grössere Weite werden besessen haben. Sie bestehen nur aus zwei Tracheïden, die unvermittelt aneinander grenzen. Auf der radialen Wand stehen Hoftüpfel entfernt in einer Reihe. Harzführendes Holzparenchym tritt häufig auf. Die Markstrahlen sind stets einreihig und gewöhnlich nur ein oder zwei Stockwerke hoch; als Maximum fand ich 7 Etagen übereinander. Die Tüpfelung ihrer Wände war nicht deutlich zu erkennen.

Zufolge obiger Diagnose ist das vorliegende Stück ein Cypressenwurzelholz und muss daher zu *Rhizocupressinoxylon* CONW. gestellt werden. Soweit die Beschreibungen und Zeichnungen der bislang veröffentlichten cypressenähnlichen Stammhölzer einen Vergleich

ermöglichen, steht obiges dem *C. opacum* Göpp. nahe und kann daher als

Rhizocupressinoxylon (Conw.) cf. *opacum* Göpp.

bezeichnet werden.

No. 16.
Geschiebeholz aus der Gegend von Gardelegen.
(Scholz leg.)

Das betreffende 16 Centimeter lange, 3 Centimeter breite Stück wurde oberflächlich in dem meist direct den Sand des Unteren Diluviums in dünner Decke oder auch nur als Steinbestreuung.bedeckenden Oberen Sande, dem Geschiebesande der Gegend von Gardelegen, gefunden.

Das Holz ist, bevor es in krystallinische Kieselsäure umgewandelt wurde, von einem parasitischen Pilze angegriffen worden, dessen Mycelium noch hier und da erkannt werden kann. Die Jahresringe sind eng und bestehen aus zwei Schichten im Querschnitt rechteckiger Tracheïden. Die der inneren sind radial gedehnt und dünnwandig, dagegen die der äusseren radial gekürzt und stark verdickt. Diese beiden Schichten werden nicht durch eine mittlere, aus fünf- bis sechsseitigen, mässig dicken Tracheïden gebildeten Schicht verbunden, sondern setzen schroff gegeneinander ab. Daraus geht hervor, dass das vorliegende Stück einem Wurzelholze angehört.

Die radiale Wand der Tracheïden ist mit einer oder zwei Reihen von Hoftüpfeln bekleidet, welche nebeneinander meistens gleich hoch, oft aber auch unregelmässig gestellt sind. Harzführendes Holzparenchym tritt häufig auf.

Die Markstrahlen sind einreihig und bis 22 Stockwerke hoch. Auf der radialverlaufenden Wand der Strahlzellen befinden sich in einer Tracheïdenbreite 2 bis 3, meist schiefgestellte linsenförmige Tüpfel.

Zufolge obiger Diagnose ist das besagte Holz zu

Rhizocupressinoxylon Conw.

zu stellen.

No. 17 und 18.

Geschiebeholz, wahrscheinlich aus Holstein. (MEYN leg.)

Die beiden nur 6 und 3 Centimeter langen Stücke gehören, wie ein Theil der vorbesprochenen, einer aus dem Nachlasse des verstorbenen Dr. L. MEYN in den Besitz der geologischen Landesanstalt übergegangenen Sammlung an und waren hier ohne Fundortsvermerk in Gemeinschaft mit anderen Holsteinschen Geschieben aufbewahrt.

Das eine der beiden kleinen Stücke (16) ist durch amorphe Kieselsäure, das andere (17) durch ein Gemenge von amorpher und krystallinischer Kieselsäure versteinert worden; letzteres ist ausserdem mit Gyps imprägnirt. Beide zeigen einen geringen Gehalt an kohlensaurem Kalk. Bevor sie verkieselt wurden, waren sie durch die Einwirkung parasitischer Pilze stark zersetzt, deren Mycel an vielen Stellen der Dünnschliffe noch deutlich erhalten ist. Dazu kommt, dass das ganze Gewebe, wahrscheinlich infolge einer Einwirkung schwefelsäurehaltiger Gewässer auf primärer oder späterer Lagerstätte, stark verquollen ist. Aus diesen Umständen resultirt die ausserordentlich schlechte Conservirung der Structurverhältnisse des Holzes, welche daher nur unvollständig nachfolgend geschildert werden können.

Jahresringe sind nicht vorhanden. Das Holz besteht aus Tracheïden, Parenchym und Gefässen; letztere zeigen leiterförmig durchbrochene Querwände, in denen ich bis 25 Sprossen zählte. Die Markstrahlen sind von zweierlei Art: einreihige, aus vertical sehr gedehnten Zellen zusammengesetzt, und zwei- bis dreireihige, deren Zellen vorherrschend radial gestreckt sind.

Auf Grund der leiterförmig durchbrochenen Querwände und der zweierlei Markstrahlen können diese Hölzer zu *Cornoxylon* m. gestellt werden, wenngleich die Tüpfelung u. s. w. unbekannt ist. Von dem unter No. 19 zu beschreibenden Holze *C. Holsatiae* unterscheiden sie sich durch weniger sprossige Leitern und schmälere Markstrahlen. Obwohl es nicht unmöglich ist, dass sie als jüngere Ast- oder Zweigstücke zu jenem als Stamm gehören, so halte ich es zunächst doch für opportun, sie als

Cornoxylon erraticum n. sp.

von jenem abzutrennen.

Strata concentrica non distincta. Lignum e tracheïdibus, cellulis parenchymatosis et vasibus compositum. Vasa uniformia frequentiora, aequabiliter distributa, saepe radialiter disposita, dissepimentis obliquis scalariformibus, scalis 20—25. Radii medullares heteromorphi: minores uniseriales, maiores 2 — 3 seriales.

Inter lapides provolutos formationis diluvialis probabiliter Holsatiae.

No. 19.

Geschiebeholz von Oester-Borstel (Holstein).

(L. Meyn leg.)

Das vorliegende Holz war bereits, ehe es krystallinisch verkieselt wurde, in einem hohen Grade der Zersetzung begriffen. An vielen Stellen der Dünnschliffe sieht man das Mycelium und zuweilen auch Sporen des parasitischen Pilzes. Infolge dessen sind die Structurverhältnisse im Einzelnen nicht immer vollständig erhalten, überdies ist das Bruchstück gequetscht worden, so dass auch hierdurch das anatomische Bild mehr oder weniger gestört wird. Immerhin genügte der mikroskopische Befund, um dies Holz bestimmen zu können.

Jahresringe sind weder mit blossem, noch mit bewaffnetem Auge zu erkennen. Der Holzkörper besteht aus Tracheïden, Parenchymzellen und Gefässen. Erstere haben einen unregelmässig-polygonalen Querschnitt und sind mässig bis stark verdickt; sie besitzen auf den Längswandungen gehöfte Tüpfel, welche seltener in einer, meistens in zwei bis drei Reihen stehen. Die Gefässe sind von gleicher Grösse, also einerlei Art, und erscheinen gleichmässig im Holzkörper vertheilt, wobei sich oft eine radiale Anordnung erkennen lässt. Sie stehen fast durchweg einzeln, selten einmal zu zweien oder dreien. Ihre verticalen Wände sind, wie die der Tracheïden, mit kleinen gehöften Tüpfeln ziemlich dicht bekleidet, deren porus oft horizontal spaltenförmig ausgezogen ist. Die Communication der übereinander befindlichen Gefässe wird durch leiterförmige Durchbrechungen der geneigten Querwände vermittelt; in einer solchen Leiter habe

ich bis 36 Sprossen gezählt, von denen einzelne noch verzweigt waren.

Der Holzkörper wird von Markstrahlen von zweierlei Art durchsetzt, welche ziemlich dicht bei einander stehen. Die kleinen sind gewöhnlich einreihig, höchstens in den mittleren Etagen zweireihig und werden aus auffallend hohen Zellen gebildet. Der verticale Durchmesser kommt dem radialen oft gleich oder übertrifft ihn noch um etwas und ist drei- bis vier-, ja mehrfach grösser als der tangentiale. Hingegen bestehen die grossen Markstrahlen aus drei bis fünf, auch sechs Zellreihen neben einander und sind aus zwei verschiedenen Zellformen zusammengesetzt. Die der untersten und obersten (einreihigen) Stockwerke eines Strahles stimmen mit den eben beschriebenen genau überein, wogegen die Zellen des Mittelkörpers in ihrer Gestalt nachfolgend abweichen. Während jene in verticaler Richtung gedehnt sind, haben diese eine vorherrschend radiale Streckung erfahren. Der radiale Durchmesser übersteigt den verticalen oft um das zehnfache oder gar noch mehr; tangential gesehen sind diese Zellen isodiametrisch. Zwischen den beiden vorerwähnten, wesentlich verschiedenen Zellarten tritt häufig noch eine Mittelform auf, welche die seitliche Einfassung der grossen Markstrahlen bildet. Diese sind tangential höher als breit, aber in der radialen Ansicht breiter als hoch. Demgemäss wächst die Zellhöhe im Körper der Markstrahlen von innen nach aussen und erreicht in den obersten und untersten Stockwerken das Maximum, während der radiale Durchmesser umgekehrt proportional zunimmt.

In der Tüpfelung der verschiedengestalteten Markstrahlzellen ist auch ein Unterschied vorhanden. Während die radial gedehnten auf allen Wandungen mit einfachen kleinen Tüpfeln versehen sind, zeigen die übrigen auf ihren radialen Wänden rundliche oder elliptisch breitgezogene Hoftüpfel.

Was die Bestimmung des vorliegenden Holzes betrifft, so dürfte es wegen der leiterförmig durchbrochenen Querwände der Gefässe und der zweierlei Markstrahlen in die Verwandtschaft von *Cornus* zu verweisen sein, mit dem es auch im Uebrigen gut übereinstimmt. Meines Wissens sind bislang keine Hölzer, wohl

aber Blätter von *Cornus* mehrfach in tertiären Ablagerungen aufgefunden worden, und auch aus der norddeutschen Braunkohle bezeichnet Heer ein Blatt als *Cornus rhamnifolia* O. Web.? (Miocene baltische Flora, Königsberg 1869, pag. 41). Vielleicht gelingt es später einmal, unser Holz mit anderweitigen Resten in Beziehung zu bringen; bis dahin empfiehlt es sich, dasselbe als

Cornoxylon Holsatiae n. sp.

zu bezeichnen.

Ligni strata concentrica non distincta, tracheïdes poris areolatis 2—3 serialibus, cellulae parenchymatosae frequentiores. Vasa uniformia crebra, aequabiliter distributa, saepe radialiter disposita; parietes verticales eorum poris areolatis magis minusve confertis obsiti, dissepimenta obliqua scalariformia scalis 30—36. Radii medullares corpore elongato heteromorphi: minores uni- vel biseriales e cellulis tangentialiter altissimis, maiores 3—5—6 seriales e cellulis tangentialiter isodiametricis compositi sunt. Illorum parietes verticales poris areolatis, horum poris simplicibus instructi.

Inter lapides provolutos formationis diluvialis ad Oester-Borstel Holsatiae.

No. 20.

Geschiebeholz von Niederlöhme. (E. Laufer leg.)

Das betreffende, nach den Jahresringen in viele kleine rundliche Scherben zerblätterte Holz wurde in der beim Dorf Nieder-Löhme belegenen Ziegeleigrube gefunden. Dieselbe baut den, Uebergänge zum Unteren Geschiebemergel bildenden Thonmergel, welcher von einer Folge Unterer Sandschichten überlagert wird, deren Decke wieder eine dünne Schicht Oberen Sandes (Geschiebesandes) bildet. Ob das auf der Sohle der Grube gefundene Holzgeschiebe dem Oberen oder Unteren Sande entstammt, liess sich nicht mehr feststellen.

Das untersuchte Bruchstück ist gleichfalls in krystallinische Kieselsäure umgewandelt, aber bei weitem schlechter erhalten als die obigen. Die Jahresringe sind kaum 1 Millimeter stark und bestehen aus Tracheïden, die nur hier und da einzelne Holztüpfel erkennen lassen. Eingelagertes Holzparenchym ist zuweilen sichtbar.

Aus diesen Angaben erhellt zwar mit Sicherheit, dass das qu. Exemplar ein

Coniferenholz

ist, indessen bleibt es zweifelhaft, welcher Familie es angehört hat. Wahrscheinlich stammt es aus der Verwandtschaft der Abietineen oder Cupressineen.

No. 21.

Geschiebeholz von Danndorf bei Vorsfelde.
(F. Wahnschaffe leg.)

Die nur wenige Centimeter langen, in dünne Lamellen spaltenden Splitter fanden sich in der den Bonebed-Sandstein bei Danndorf direct überlagernden sandigen Diluvialschicht (»localen Grundmoräne«) [1]) in Gemeinschaft mit zahlreichen Trümmern des genannten Sandsteins und vereinzelten nordischen Geschieben. Nach Angabe der dortigen Arbeiter soll das Geschiebeholz dort häufiger und in grossen Stücken vorgekommen, beziehungsweise seiner Härte halber zu Schleifsteinen benutzt worden sein.

Da die hierzu gehörigen Stücke von sehr geringem Umfange sind, habe ich es unterlassen, Dünnschliffe anzufertigen und konnte daher nur kleine Splitter untersuchen. Dieselben zeigen den anatomischen Bau höchst undeutlich, zumal sich die Kieselsäure wieder in kleinen Krystallen ausgeschieden hat.

Die Jahresringe sind 1,0 bis 1,3 Millimeter dick und bestehen aus Tracheïden, deren radiale Wand mit 1 bis 2 Reihen Hoftüpfeln bekleidet ist. Harzführendes Holzparenchym tritt zuweilen auf. Die Höhe der Markstrahlen habe ich nicht ermitteln können; einige Male fand ich den radialen Umfang der Strahlzellen nicht oblong, sondern gestreckt-rhombisch, an die Structur der Araucarien erinnernd.

Die gedachten Bruchstücke sind

Coniferenholz

aus der Verwandtschaft der Abietineen oder Cupressineen.

---

1) s. Wahnschaffe in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXII, S. 787.

No. 22.

Diluviales Braunkohlengeschiebe von Mittenwalde.
(F. WAHNSCHAFFE leg.)

Die stets abgerollten, meist kugeligen Braunkohlengeschiebe fanden sich in einer der Thongruben am Westufer des Motzener Sees, unweit Mittenwalde, und zwar in einem Grandbänkchen »im Unteren Diluvialsand«. Das in der Grube aufgeschlossene Profil zeigt:

Oberen Diluvialsand (Geschiebesand) 1 bis 1,5 Meter,
Unteren Diluvialmergel 7 bis 9 Meter,
Unteren Diluvialsand 4 bis 5 Meter mit eingelagerten Grandbänkchen,
Unteren Diluvial-Thonmergel.

Dies Stück ist kein Braunkohlenholz, sondern erdige Braunkohle, welche aus sehr verschiedenen Blatt-, Holz- und anderen Resten besteht, die schlechterdings

unbestimmbar

sind.

No. 23.

Kieselhölzer von Brostau.

Die mit diesem Namen bezeichneten 5 Stücke waren zwar sämmtlich in krystallinische Kieselsäure versteinert, erwiesen sich aber hinsichtlich ihrer anatomischen Structur als durchaus abweichend von einander und drei wesentlich verschiedenen Abtheilungen des Pflanzenreiches angehörig.

a. Das eine mit No. 7 versehene Exemplar ist am schlechtesten erhalten. Der Querschliff lässt wohl Holzzellen und Gefässe stellenweise erkennen, indessen ist die Vertheilung und sonstige Beschaffenheit derselben mit Sicherheit nicht festzustellen. Etwaige Längsschnitte würden voraussichtlich auch kein befriedigendes Resultat ergeben, so dass dies Stück nur als

Laubholz

bezeichnet werden kann.

Die Betrachtung der vier übrigen Stücke ergab, dass zwei derselben Baumfarnen und die zwei anderen Palmenstämmen angehört haben. Infolge dessen übersandte ich sie zur näheren

Untersuchung an den Monographen dieser beiden Ordnungen, Herrn Professor Dr. STENZEL in Breslau.

b. Derselbe bestimmte die beiden mit No. 1 und 4[b] bezifferten Stücke als

Psaronius sp. sect. *Helmintholithus.*

c. Die beiden Palmenstämme, mit No. 4 und 8 bezeichnet, erwiesen sich als zwei neue Arten, welche von Prof. STENZEL nachfolgend diagnosticirt wurden:

No. 4. Fasciculites parenchymate continuo, e cellulis rotundatis vel subcompressis composito; fasciculis fibro-vascularibus exterioribus confertis, interioribus plus plusque distantibus minoribus; fasciculo vasculari parvo terete, 2—4 vasa magna et saepius complura minora gerente; libro e cellulis magnis sclerenchymatosis lumine minimo composito; fasciculis fibrosis dispersis corona cellularum sphaericarum cinctis.

Fasciculites confertus n. sp. STENZ.

No. 8. Fasciculites parenchymate parce et parve-lacunoso, cellulis rotundatis vel subcompressis; fasciculis fibro-vascularibus aequabiliter dispersis, porum distantibus, strictis, 1 millimeter crassis, e fasciculo vasculari terete duo vasa magna et interdum pauca minora gerente compositis et libro e cellulis sclerenchymatosis lumine minimo constante; fasciculis fibrosis nullis.

Fasciculites germanicus n. sp. STENZ.

Ich kann es hier nicht unterlassen, bezüglich der Richtigkeit des Fundortes, welcher für diese vorerwähnten fünf Hölzer angegeben ist, meine Bedenken auszusprechen. In RUDOLPH, Ortslexicon von Deutschland 1868, finde ich nur einen Ort »Brostau« erwähnt, welcher eine Viertelmeile WSW. von Glogau liegt. Wenn dies der Fundort obiger Laub-, Palmen- und Farnstämme ist, so könnten sie dort nur als Geschiebe vorgekommen sein. Die beiden erstgenannten sind, aller Wahrscheinlichkeit nach, tertiären Alters, wogegen verkieselte Psaronien bislang nur aus dem Perm bekannt sind. Nun hat man aber unter den im norddeutschen Flachlande vorkommenden Geschieben, meines Wissens, noch keinerlei aus der permischen Formation nachgewiesen; daher

scheint es mir fraglich, ob das obige Brostau wirklich der Fundort jener Hölzer, besonders der Psaronien, sei. Sollten jedoch weitere Nachforschungen die Richtigkeit dessen ergeben, so wäre hierdurch festgestellt, dass auch die permische Formation unter unseren Diluvialgeschieben vertreten ist [1]).

II.

Tertiäre und ältere Hölzer.

a) Braunkohlenhölzer.

No. 1.

Braunkohlenholz von Kranichfeld an der Ilm, Thüringen.

Die hierhergehörigen Stücke sind auffallend leicht und zeigen mehrere Bohrgänge von ca. 4 Millimeter Durchmesser, welche den Holzkörper in verschiedener Richtung durchsetzen. Auf dem mir mit übersandten Zettel heisst es: »Braunkohle von Kranichfeld von lebenden Borkenkäfern befallen, c. Senft«. Diese Angabe beruht indess auf einem Irrthum, da Borkenkäfer wohl zwischen Rinde und Holz, nie aber in letzterem selbst fressen. Vielmehr erinnern jene Gänge, die natürlich aus der Vegetationszeit des bezüglichen Baumes herrühren, an diejenigen, welche von den Larven der Gattung *Sirex* in der Gegenwart angelegt werden.

Die Jahresringe sind eng, 0,07 bis 0,27, höchstens 1 Millimeter dick. Sie bestehen aus zwei Schichten rechteckiger Tracheïden: die der inneren sind radialgedehnt, dünnwandig und die der äussern radialgekürzt, dickwandig; letztere bilden oft nur eine

---

[1]) Das äussere Ansehen dieser Kieselhölzer von Brostau, welche sich in der Landessammlung befinden, ist ein ganz gleiches, namentlich auch bezüglich ihrer erbsgelben Farbe, so dass es nicht wahrscheinlich ist, dass dieselben von verschiedenen Fundorten herstammen sollten.

Anm. d. Red.

oder zwei Reihen. Die radiale Wand der Frühjahrstracheïden ist mit grossen Tüpfeln dicht bekleidet, welche zu 2 oder 3 nebeneinander stehen; in den Herbsttracheïden kommen die Tüpfel, wenn überhaupt, nur einreihig vor. Auf der tangentialen Seite befinden sich bedeutend kleinere Tüpfel zerstreut, meist mit schieferspaltenförmiger Innenöffnung. Holzparenchym tritt häufig auf und ist mit Harzballen angefüllt; im Querschnitt stimmt es mit dem der umgebenden Zellen überein.

Die Markstrahlen sind einreihig und 2—3 bis 22 Stockwerke hoch, in der Tangentialansicht nur halb so breit, wie die benachbarten Tracheïden. Die einzelne Zelle erscheint tangential oblong, wenig höher als breit, mit abgestumpften Ecken, bis tonnenförmig. Auf der radialen Wandung stehen 3 oder 2 linsenförmige Tüpfel gewöhnlich nur in einer Reihe; wenn in zweien, so alterniren dieselben.

Unter den bislang mir bekannt gewordenen Diagnosen von Braunkohlenhölzern trifft die des *Cupressinoxylon subaequale* fast genau mit dem obigen mikroskopischen Befunde zusammen. Da nun die eigenthümliche Zusammensetzung der Jahresringe darauf hinweist, dass unser Exemplar ein Wurzelholz ist, so kann es bezeichnet werden als

Rhizocupressinoxylon (CONW.) *subaequale* GÖPP.

Uebrigens darf hier nicht unerwähnt bleiben, dass die heutigen Sirex-Larven nur im oberirdischen Holz der Nadelbäume fressen, womit die vorerwähnte Beobachtung, dass die qu. Stücke Wurzelholz seien, in Widerspruch steht. Indessen kann man vielleicht annehmen, dass dieselben grösseren blossgelegten Wurzeln angehört haben, in welche die obengedachten oder verwandte Larven vom Stamm aus hineingelangt sind.

No. 2.

Braunkohlenholz von Dorheim in Hessen.

Diese drei Exemplare sind wenig schwerer als die von Kranichfeld und eines derselben ist gleichfalls durch Käferlarven ange-

fressen. Die hierdurch entstandenen Gänge erinnern an diejenigen, welche heutzutage von *Astynomus*- (*Lamia*-) und *Rhagium*-Larven in Coniferenstämmen unter der Rinde angelegt werden. Sie enthalten noch den Larvenkoth in grosser Menge und dazwischen winden sich feine Würzelchen, von denen weiter unten die Rede sein soll.

Die Jahresringe sind hier 0,13 bis 0,70 Millimeter dick und regelmässig aus drei Schichten zusammengesetzt. Harzführendes Holzparenchym ist vorhanden. Die Markstrahlen werden bis 25 Stockwerke hoch; niedrige sind selten. Die Tüpfelung der Tracheïden und Markstrahlen stimmt mit der in voriger Nummer überein.

Hieraus erhellt, dass die fraglichen Hölzer nicht einem Pinus angehört haben, wie auf dem beigelegten Zettel vermerkt war, sondern zu *Cupressinoxylon* gestellt werden müssen; und zwar zeigt es die grösste Aehnlichkeit mit dem vorigen.

Cupressinoxylon cf. *subaequale* Göpp.

Die obengedachten feinen Würzelchen, welche plattgedrückt und ganz schlecht conservirt sind, lassen dennoch eine annähernde Bestimmung zu. Es gelang nämlich durch Maceration einen eigenthümlichen Verdickungsring blosszulegen, wie derselbe nur in der vorletzten Rindenschicht von Taxineen- und Cupressineen-Wurzeln auftritt.

In alten Nadelwäldern, zumal solchen, welche von der Cultur nicht beeinflusst werden, ist es eine häufige Erscheinung, dass, wenn Bäume umfallen, sich auf den stehenbleibenden Stumpfen nach einiger Zeit junge Keimpflanzen, vornehmlich derselben Art, ansiedeln. Dieselben senden ihre Wurzeln und Würzelchen unter die Rinde in das Holz hinein, und falls es sich an einzelnen Stellen weniger consistent zeigt, werden diese ganz besonders von jenen durchdrungen. Unter solchen Umständen hat sich auch z. Z. das qu. Braunkohlenholz befunden und demzufolge erklären sich die Wurzeleinschlüsse als cypressenähnlichen Bäumchen angehörige:

Rhizocupressinoxyla Conw.

No. 3.

Braunkohlenholz von Weissdorf bei Schurgast in Nieder-Schlesien.

Die Jahresringe sind nahezu gleichmässig eng und erreichen kaum 1 Millimeter Stärke. Sie bestehen aus drei Schichten, deren mittlere meistens vorherrscht; daher erscheint im Querschnitt die Mehrzahl der Tracheïden hexagonal. Dieselben sind nur mässig verdickt, weshalb das Holz im Wasser noch schwimmt. Die radiale Wandung ist mit entfernt einreihig stehenden Tüpfeln bekleidet, deren Hof nicht immer sichtbar geblieben ist. Die dem Hohlraum zugekehrten Mündungen des Porencanales sind schief spaltenförmig ausgezogen, wodurch die Tracheïdenwand ein spiralig gestreiftes bis rissiges Ansehen erhält. Auf der tangentialen Seite stehen zerstreut kleinere Tüpfel, welche dieselbe Erscheinung in schwächerer Ausbildung zeigen. Harzführendes Holzparenchym ist häufig, eigentliche Harzgänge fehlen.

Die Markstrahlen sind einreihig, bis 15 Stockwerke hoch und bedeutend schmäler als die benachbarten Zellen. Die radiale Wand der Strahlzellen ist mit kleinen runden Tüpfeln bekleidet, welche in Tracheïdenbreite einzeln oder zu zweien neben- oder auch untereinander zu stehen kommen.

Cupressinoxylon fissum Göpp.

No. 4.

Braunkohlenholz von Giesel in den Vogelsbergen (Kreis Fulda).

Das Holz ist schlecht erhalten und schwerer als destillirtes Wasser. Die Jahresringe sind eng und bestehen aus drei Schichten sehr stark verdickter Tracheïden. Auf dem Querschnitt zeichnen sich einzelne, unregelmässig gruppirte, durch goldglänzende Färbung aus. Die radiale Wand ist undeutlich mit einer oder zwei Reihen von Hoftüpfeln bekleidet; auf der tangentialen stehen kleinere, von einander entfernt. Holzparenchym kommt häufig vor und enthält meistens noch Harz.

Die Markstrahlen sind einreihig, bis 20 Stockwerke hoch; die Radialwand der Strahlzellen zeigt gewöhnlich zwei kleine rundliche Tüpfel über jeder Tracheïdenbreite.

Cupressinoxylon cf. *pachyderma* GÖPP.

No. 5.

Braunkohlenholz von Salzhausen in Hessen-Darmstadt, bei Nidda.

Das Hauptexemplar repräsentirt ein stark zusammengedrücktes Stamm- oder Aststück mit engen Jahresringen; es sinkt im Wasser unter. Die Tracheïden des Frühjahrsholzes sind dünnwandig, die des Herbstholzes mässig verdickt und spiralig gestreift; beide zeigen auf der Radialwand eine Reihe Hoftüpfel. Holzparenchym ist häufig vorhanden und mit Harz angefüllt.

Die Markstrahlen sind gleichartig, einreihig, 1 bis 6 Zellen hoch und tangential etwa so breit wie die benachbarten Tracheïden. Die radiale Wand ist mit grossen rundlichen Tüpfeln versehen, die einzeln oder zu zweien über jeder Holzzelle beisammen stehen.

Der obige mikroskopische Befund ergiebt, dass das qu. Stück ein cypressenartiges Holz ist, und die grossen Markstrahltüpfel verweisen es im Besonderen zur Gattung *Glyptostrobus*. Da von Salzhausen bereits zwei verschiedene *Glyptostrobus*-Fruchtzapfen beschrieben worden sind (LUDWIG, Fossile Pflanzen aus der ältesten Abtheilung der Rheinisch-Wetterauer Tertiärformation. Palaeontographica, Bd. VIII, pag. 69 sq.), so lässt sich unser Holz nicht ohne Weiteres auf eine bestimmte Species zurückführen. KRAUS (Mikroskopische Untersuchungen über den Bau lebender und vorweltlicher Nadelhölzer. Würzb. Naturw. Zeitschr., Bd. V, pag. 194 sq.), welcher früher schon Gelegenheit fand, *Glyptostrobus*-holz zu untersuchen, hat dies als *Glyptostrobus tener* abgetrennt. Unsere Beschreibung stimmt mit der von ihm gelieferten Diagnose und Zeichnung genau überein; daher ist das obengedachte Braunkohlenholz gleichfalls als

Glyptostrobus tener KR.

zu bezeichnen.

No. 6.

Braunkohlenholz von Schossnitz.
(Auf der Etiquette mit »Grünberg« bezeichnet.)

Dies Holz ist sehr erheblich comprimirt und modificirt worden, so dass Details kaum noch erkannt werden können. Aeusserlich haftet bernsteinähnliches Harz an. Soviel lässt sich indessen dem mikroskopischen Bilde mit Sicherheit entnehmen, dass das fragliche Stück einer

Conifere

angehört hat.

b) Aeltere Hölzer.

No. 7.

Kieselholz von Wenzen in Braunschweig. (Aus dem Posidonomyenschiefer des Oberen Lias.)

Die beiden hierzu gehörigen Exemplare sind durch amorphe Kieselsäure und kohlensauren Kalk versteinert; von letzterem wurde auch ein Sprung ausgefüllt, welcher eins der beiden Stücke durchsetzt. Das andere Holz hat wahrscheinlich nahe unter der Rinde des Stammes gesessen, da es eine Astnarbe sehr deutlich zeigt. Die Jahresringe sind in beiden Exemplaren sichtbar und werden bis 4 Millimeter weit. Die Hölzer bestehen durchweg aus Tracheïden, deren Zusammenhang wahrscheinlich schon in frischem Zustande durch Einwirkung von Fäulniss sehr gelockert worden ist; auch sind dieselben ausserordentlich dünnwandig geworden. Hierunter hat die Deutlichkeit der Structurverhältnisse sehr gelitten, so dass dieselben nur an wenigen Stellen annähernd erkannt werden können. Die Tracheïden sind auf ihrer radialen Seite mit Hoftüpfeln bekleidet, welche fast immer continuirlich einreihig stehen; nur einige Male sah ich dieselben in zwei, wie es schien alternirenden, Reihen nebeneinander. Holzparenchym und Harzgänge fehlen in den mir vorliegenden Schliffen gänzlich. Die Markstrahlen sind ebensowenig zusammenhängend wie die Holzzellen. In dem einen der Stücke (5) zeigen sie die Eigenthümlichkeit, dass die horizon-

talen Zellwände derartig nach oben und unten ausbiegen, dass ein biconvexer oder gestreckt-rhombischer Zwischenraum entsteht. Infolge dessen ist die Wand im Allgemeinen schlecht conservirt; wo dieselbe erhalten, erscheint sie mit grossen breitelliptischen Poren besetzt, von denen je eine auf eine Tracheïdenbreite kommt. Die Strahlen werden bis 10, manchmal auch bis 20 Stockwerke hoch.

Obiger Befund macht es wahrscheinlich, dass die vorerwähnten beiden Holzstücke einer Araucaria angehören; indessen scheint mir eine nähere Bestimmung bezw. Neubenennung derselben, in Anbetracht des schlechten Erhaltungszustandes, nicht am Platze zu sein.

cf. *Araucarites* sp. (= *Araucarioxylon* Kr.).

No. 8.

Kieselholz vom Gallberge bei Salzgitter, Hannover.
(Aus dem Mittleren Lias.)

Dies Stück ist ebenso wie die vorigen in amorphe Kieselsäure und Kalkspath umgewandelt. Aeusserlich haftet demselben Glanzkohle von bräunlichem oder schwärzlichem Strich an und auch im Innern sind kleinere Spalten sowie die Hohlräume vieler Zellen durch dieselbe ausgefüllt.

Die Jahresringe sind 0,80 bis 3,00 Millimeter weit und bestehen durchweg aus mässig verdickten Tracheïden. Auf der radialen Wand derselben befinden sich sehr grosse Hoftüpfel, ausnahmelos einreihig und häufig so nahe bei einander stehend, dass sie sich gegenseitig berühren und abplatten. Harzgänge und harzführendes Holzparenchym fehlen gänzlich. Die Markstrahlen sind einreihig, bis 15 Etagen hoch. Deren Zellen besitzen auf ihrer radialen Wandung quergezogene elliptische oder abgerundet-viereckige, sehr grosse Poren. Gewöhnlich nimmt je eine die Breite der benachbarten Tracheïden ein, seltener befinden sich zwei nebeneinander.

Die nähere Untersuchung der obengedachten peripherischen Kohlenreste ergab, dass dieselben nicht zufällig adhärirten, sondern

organisch mit dem verkieselten Kerne zusammenhingen. In einzelnen Fällen gelang es noch, die Structurverhältnisse derselben festzustellen, welche eine völlige Uebereinstimmung mit den bereits geschilderten erwiesen. Demzufolge wird es höchst wahrscheinlich, dass sich das bezügliche Holz bereits in einem braun- oder schwarzkohleartigen Zustande befunden hat, ehe der Versteinerungsprocess daran vollzogen wurde; einige Partieen sind davon unberührt geblieben.

Meines Wissens ist ein derartig gebautes Holz, wie das obige, bislang erst einmal aufgefunden und beschrieben worden. Und zwar fand CRAMER (in HEER, Flora fossilis arctica, Zürich 1868, pag. 176) unter den fossilen Hölzern von »Green Harbour« auf Spitzbergen ein solches Stück, welches er mit dem Namen *Pinites latiporosus* belegte. Indessen geht aus der Diagnose und den Abbildungen zur Genüge hervor, dass es nicht zu *Pinites*, sondern in die Verwandtschaft der Araucarien gehört, weshalb auch KRAUS (in SCHIMPER, Traité de paléontologie végétale, Paris 1870—72, t. II, pag. 384) jenen Namen ohne Weiteres in *Araucarioxylon latiporosum* umgeändert hat.

Das geologische Alter des von CRAMER beschriebenen Holzes und des unserigen ist, wenn nicht das nämliche, doch nur unwesentlich verschieden. Jenes gehört wahrscheinlich dem Unteren Jura an und dies dem Mittleren Lias. Demzufolge ist unser Holz, soweit es sich ohne Vergleich der Original-Schliffe, bezw. -Schnitte überhaupt constatiren lässt, identisch mit:

Araucarioxylon latiporosum KR. (CRAMER).

A. W. Schade's Buchdruckerei (L. Schade) in Berlin, Stallschreiberstr. 45/46.



Berichtigungen.

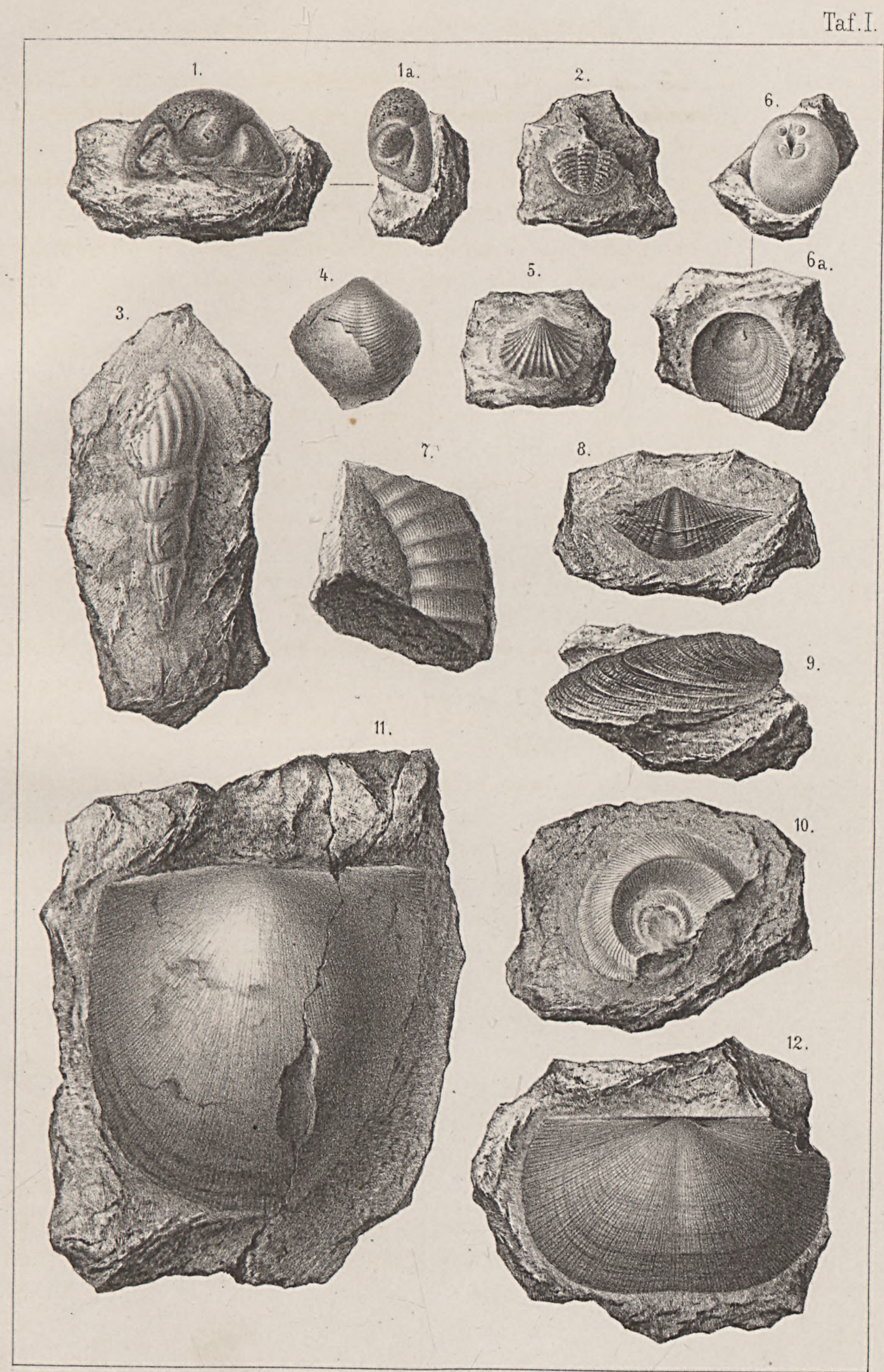
Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.

pag. 62 Zeile 13 von oben lies Medianleiste statt Meridianleiste.
» 63 » 17 » » » Fig. 11 u. 12 statt Fig. 10 u. 11.
» 91 Anmerkung lies *Productus semireticulatus* statt *Productus semistriatus.*
» 157 Zeile 24 von oben lies nur statt mir.
» 158 » 3 » » » sagt statt sagte.
» » » 23 » » streiche das Komma hinter dem Worte Niveau.
» » letzte Zeile lies Heft I statt Heft II.
» 162 Zeile 25 von oben lies aussen gewöhnlich statt aussergewöhnlich.
» 164 » 8 » » » Seitenrändern statt Seitenwänden.
» » » 28 » » » Verdickung statt Verdeckung.
» 166 » 11 » » » verschiedenaltrige statt verschiedenartige.
» 168 » 17 » » streiche die Worte »die Oolithkante«.
» » » 34 » » lies Kalkbänkchen statt Sandbänkchen.
» 169 » 10 » » » in statt an.
» » » 27 » » » *gregarius* statt *gregorius.*
» 205 Anmerkung, Zeile 8 von unten lies Steinheid statt Steinheit.
» 262 Text, letzte Zeile lies alles dies statt alles.
» 396 Zeile 17 von oben lies Nieder-Dresselndorf statt Nieder-Diesselndorf.
» » » 18 » » » Merenberg statt Mänberg.
» 397 » 15 » » » Herschbacher Wald statt Hirschbacher Wald.
» 401 » 14 » » » Wiedbach statt Wildbach.
» 417 » 2 » » » die trotz ihres statt die sich trotz ihres.
» 497 » 3 » » » Thalsandes statt Thalrandes.

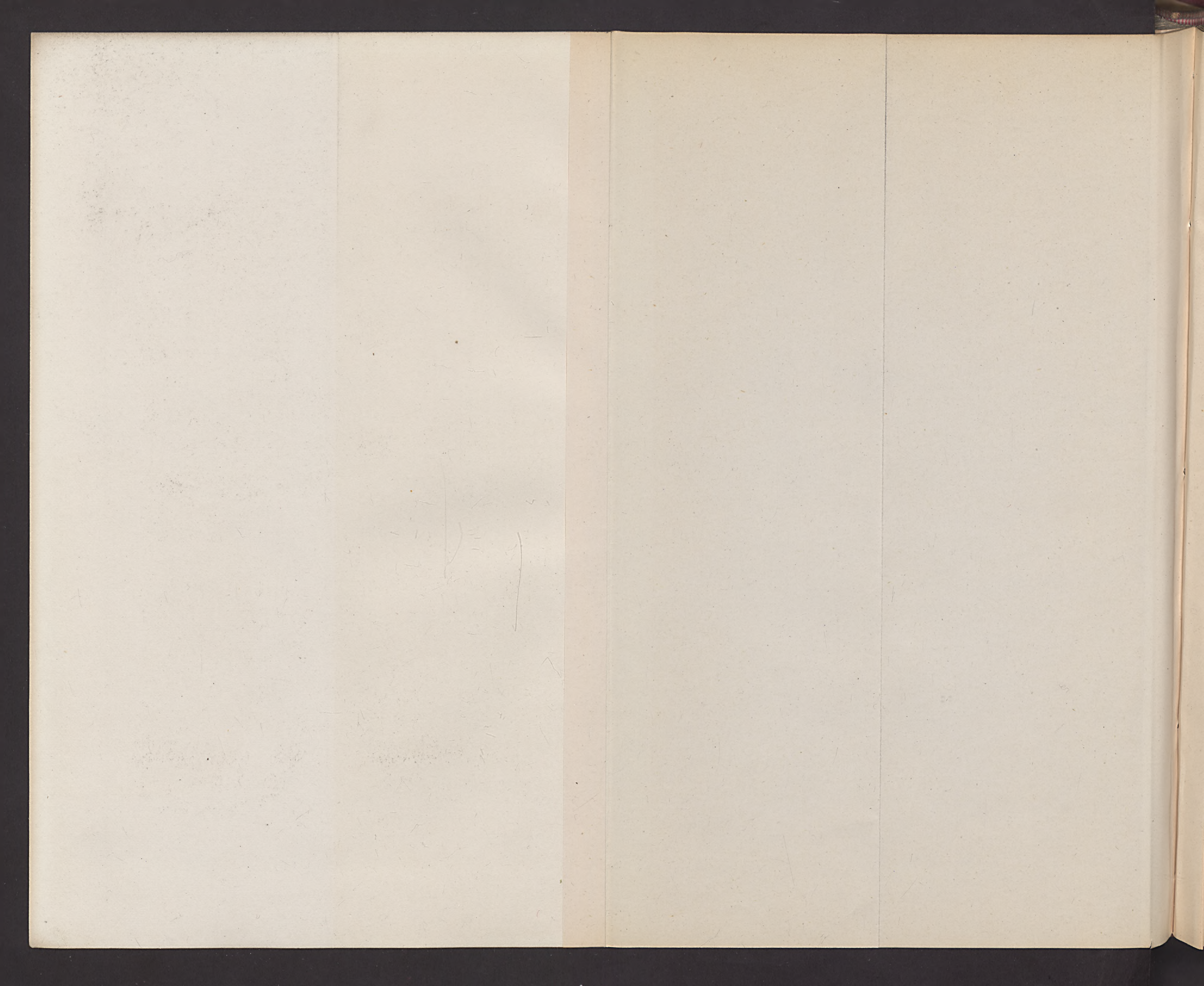
Abhandlungen von ausserhalb der Geolog. Landesanstalt stehenden Personen.

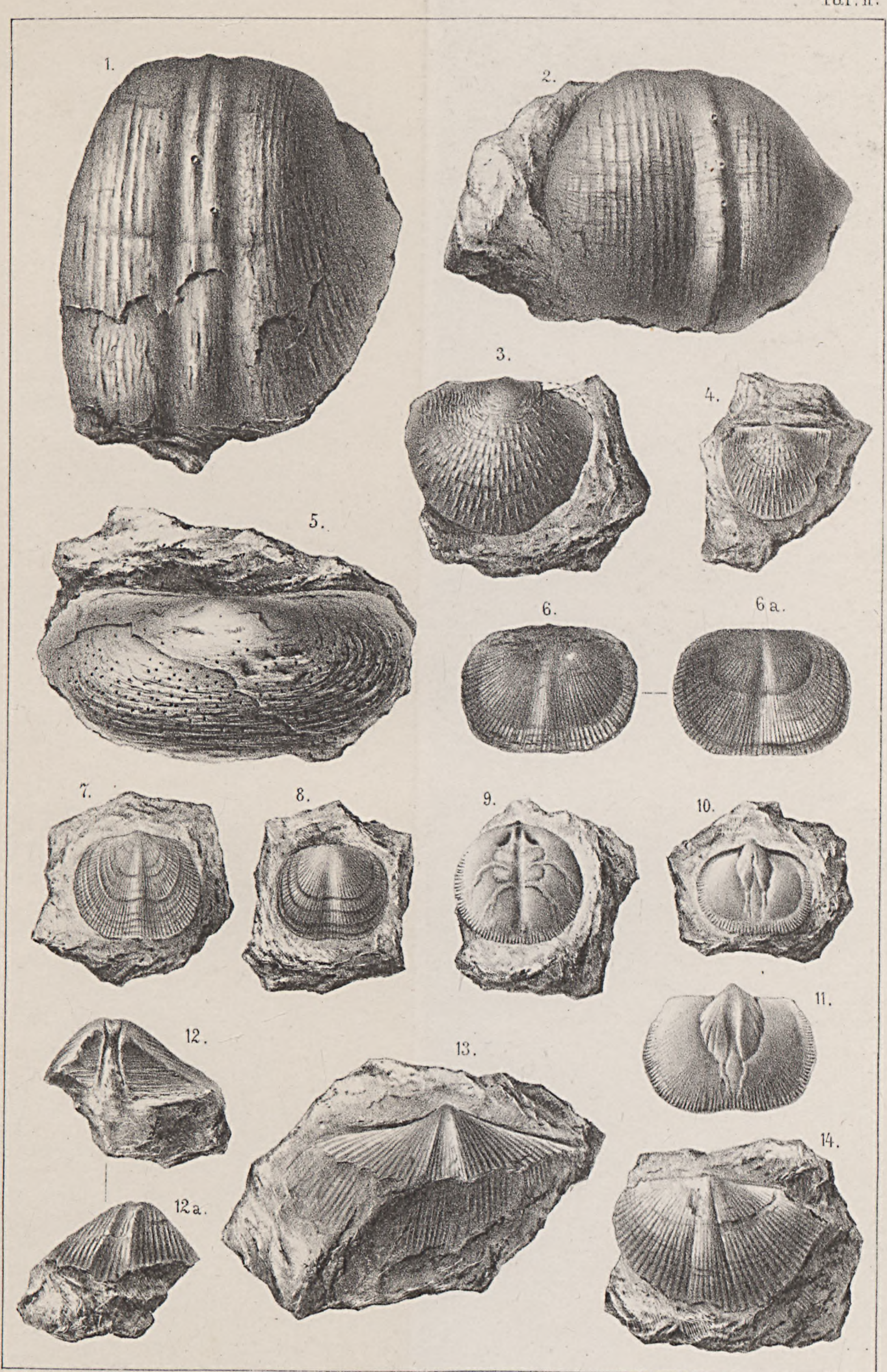
pag. 14 Zeile 5 von oben lies denselben statt demselben.
» 18 » 8 » unten » *Catopygus* statt *Catopigus.*
» 21 » 16 » » » *membranaceus* statt *membranacus.*
» 22 » 3 » oben » Defr. statt *Defrancii.*
» 23 » 2 » » » Pl. 134 statt Pl. 934.
pag. 24 Zeile 8 von unten lies (neue Zeile) *Pecten* cf. *orbicularis* Sow., vergl. p. 24 statt cf. *orbicularis* Sow., vergl. p. 20.
» 26 » 18 » » » (Orne) statt (orne).
» 27 » 16 » » » Die vorderen der petaloiden statt Die anderen der getuloiden.
» 28 » 1 » oben » Peripetalfasciole statt Peripitalfasciole.
» » » 2 » unten » Bosc statt Bose.
» 29 » 6 » oben » *perspectiva* statt *perspectivu.*
» 30 » 12 » unten » *Grasiana* statt *Grasana.*
» » » 3 » » » *Pentacrinus* statt *Pentracrinus.*
» 31 » 6 » » » *Woolgari* statt *Wollgari.*
» 35 » 7 » oben » Sénonien statt Sémonien.
» 36 » 5 » unten » Dasselbe statt Derselbe.
» » » 4 » » » genabelt statt gegabelt.
» 39 » 8 » oben » von den Rippen obiger Art statt von obiger Art.
» 40 » 2 » unten » Dasselbe statt Derselbe.
» 42 Anmerkung, Zeile 1 von unten lies comme chez statt comme diez.
» » Text, letzte Zeile lies Compression statt Congression.
» 43 Zeile 9 von oben lies cf. *undulatus* statt *fundulatus.*
» 45 » 7 » unten » welche statt welcher.
» » » 6 » » » sowie der statt so wieder.
» 48 » 2 » » » *splendens* statt *plend.*
» 52 » 8 » » » *breviporus* statt *breviporis.*
» 117 » 1 » oben » *Cardium Ottoi* statt *Cardium Ottoi.*



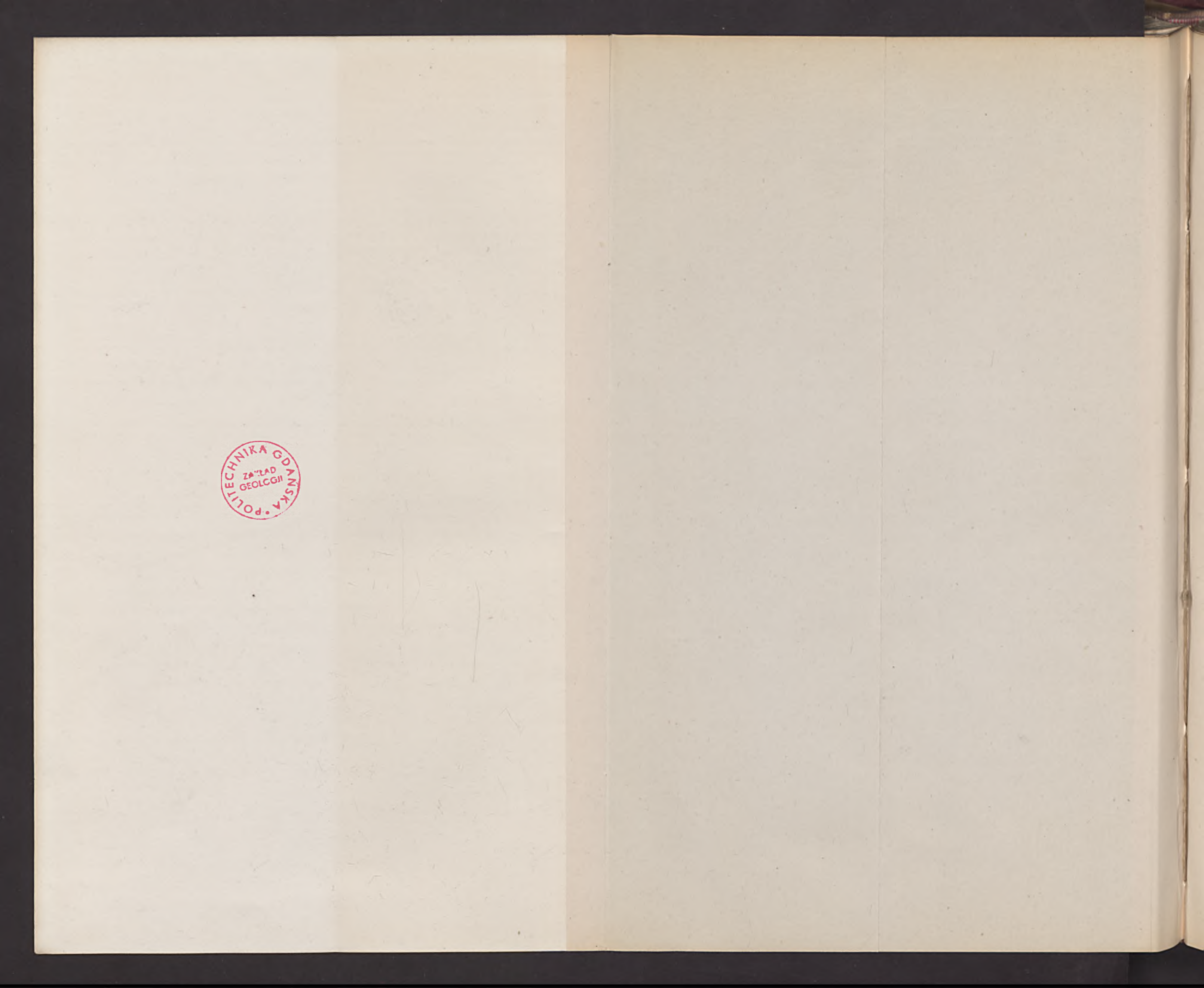


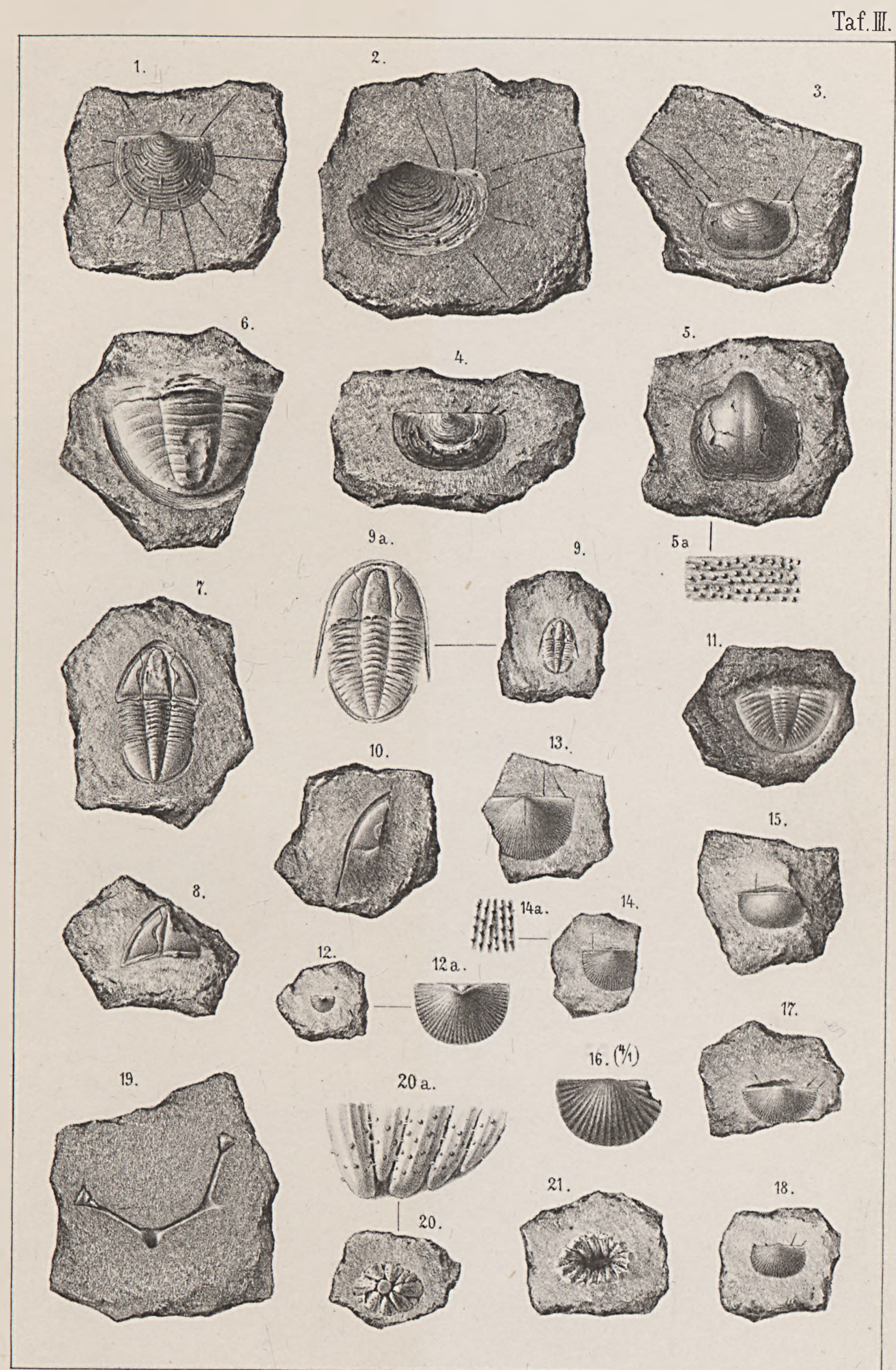
E. Ohmann del. et lith.



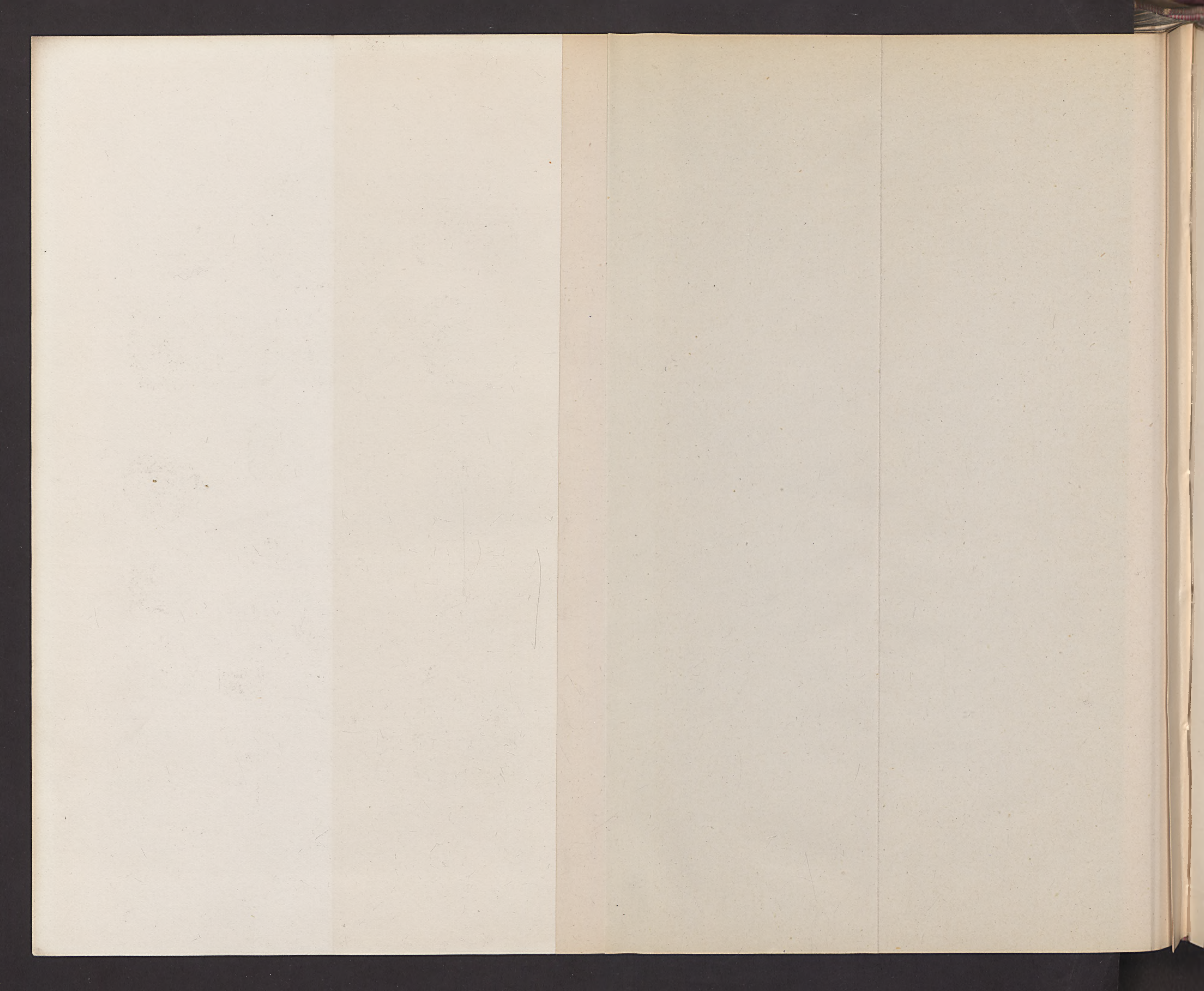


E. Ohmann del. et lith.

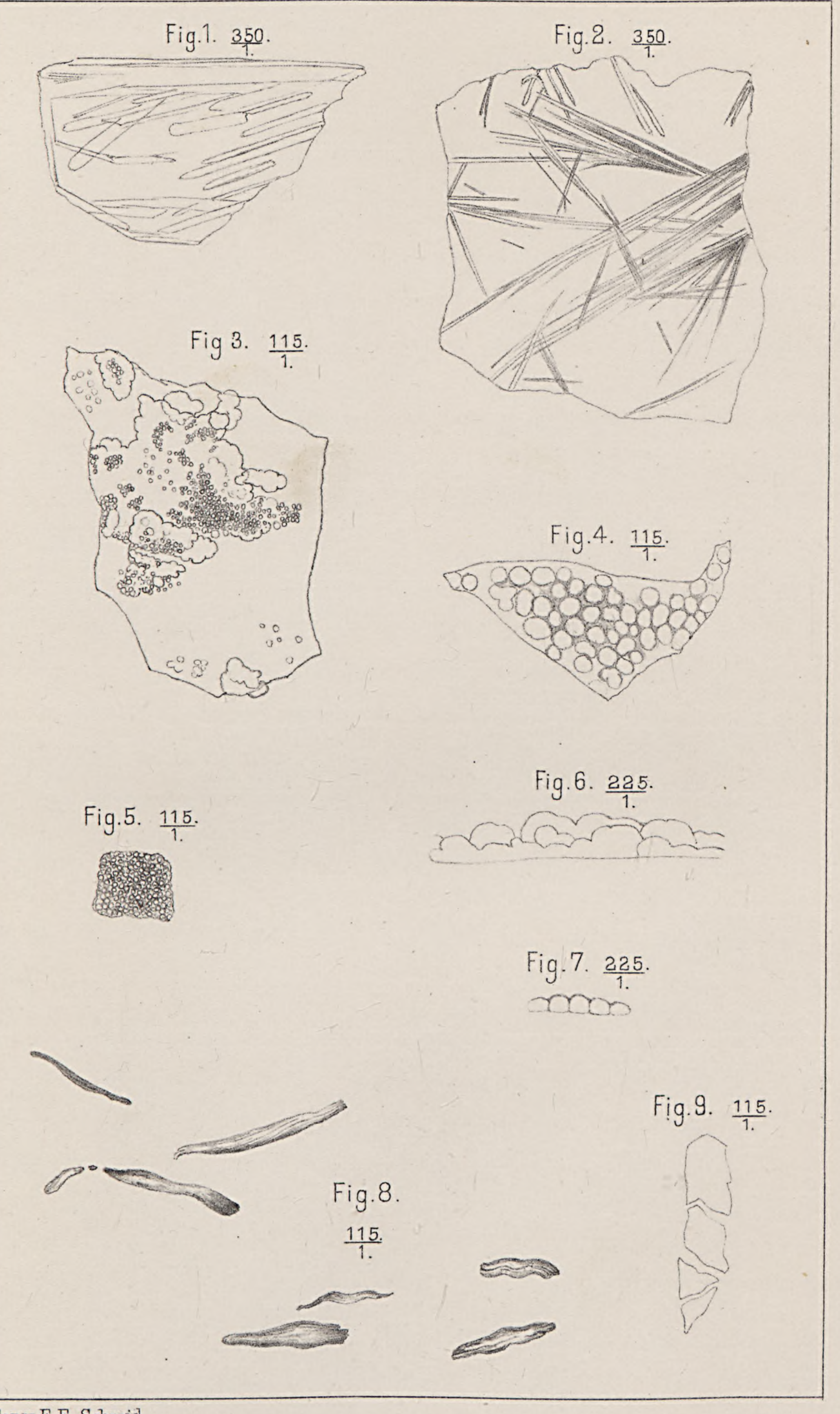


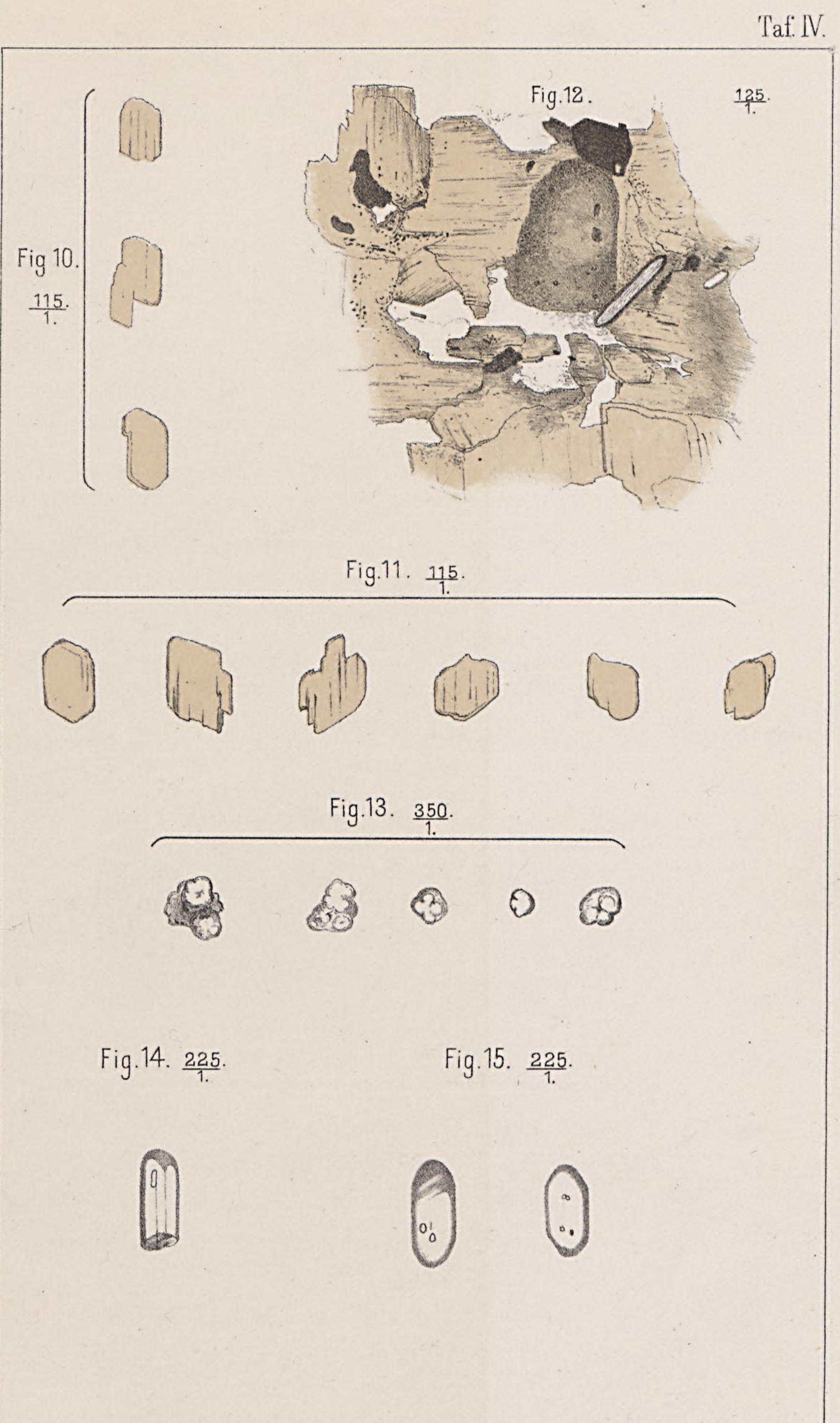


E. Ohmann del. et lith.



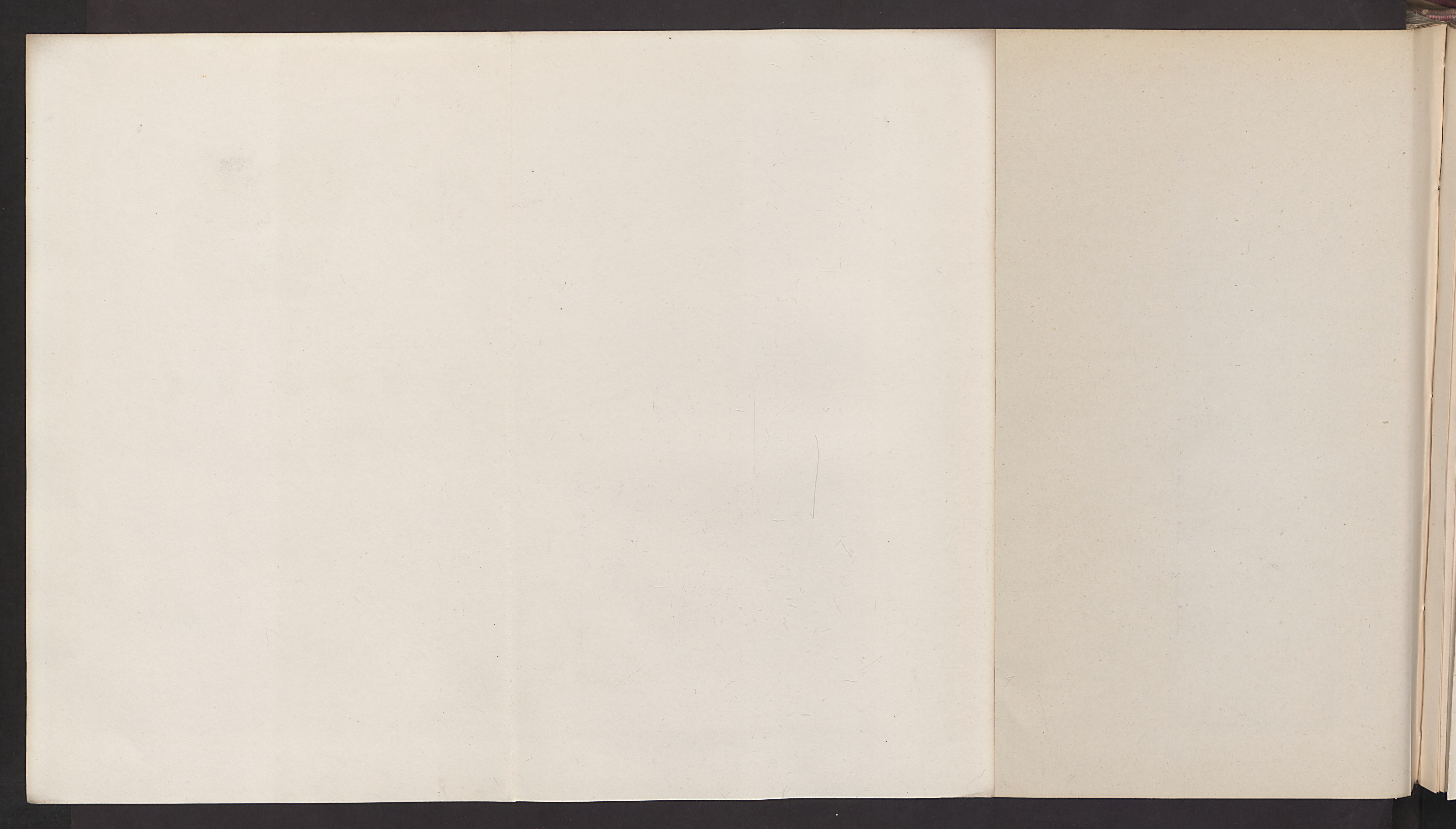
Taf. IV.



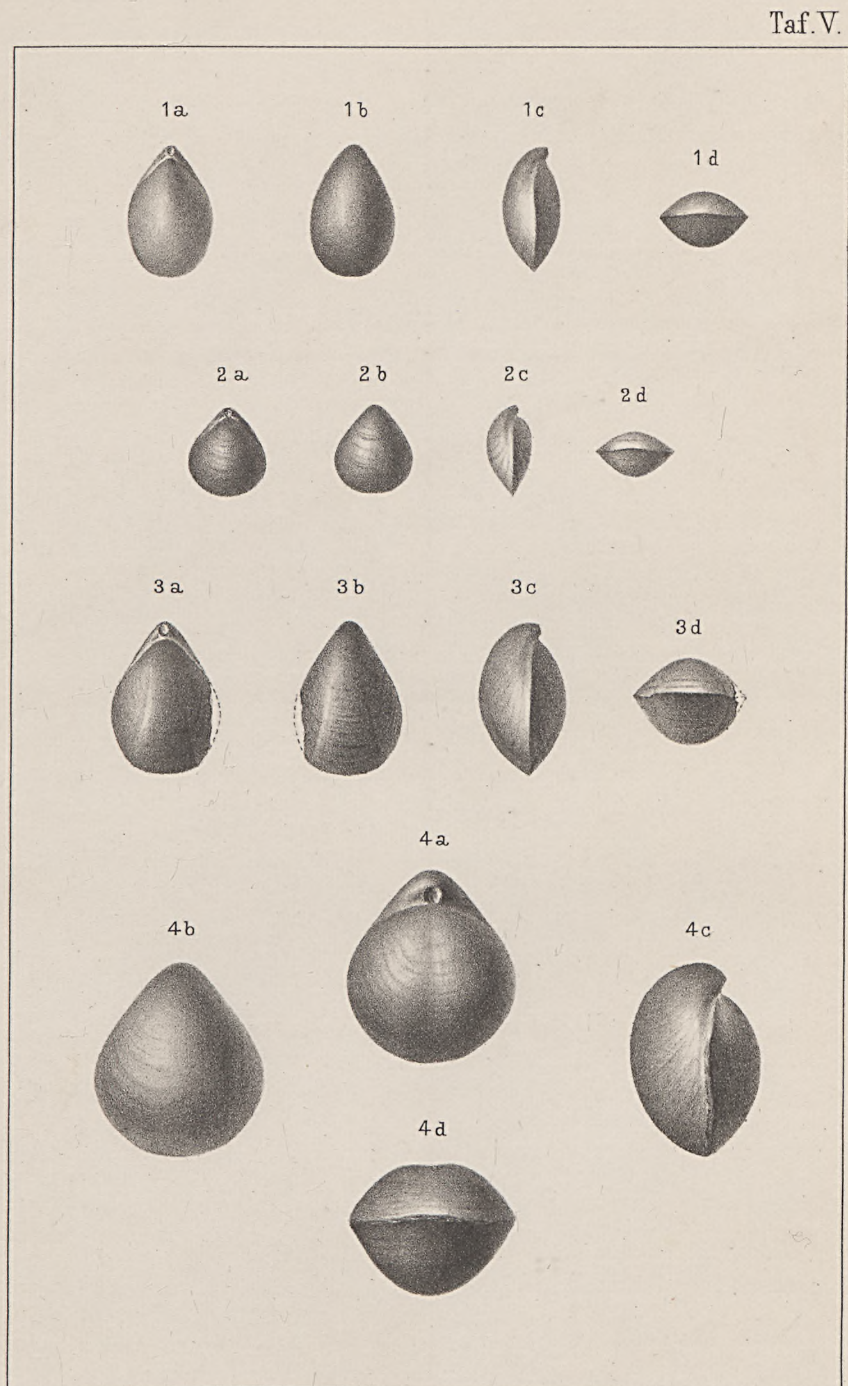


Gez. v. E. E. Schmid.

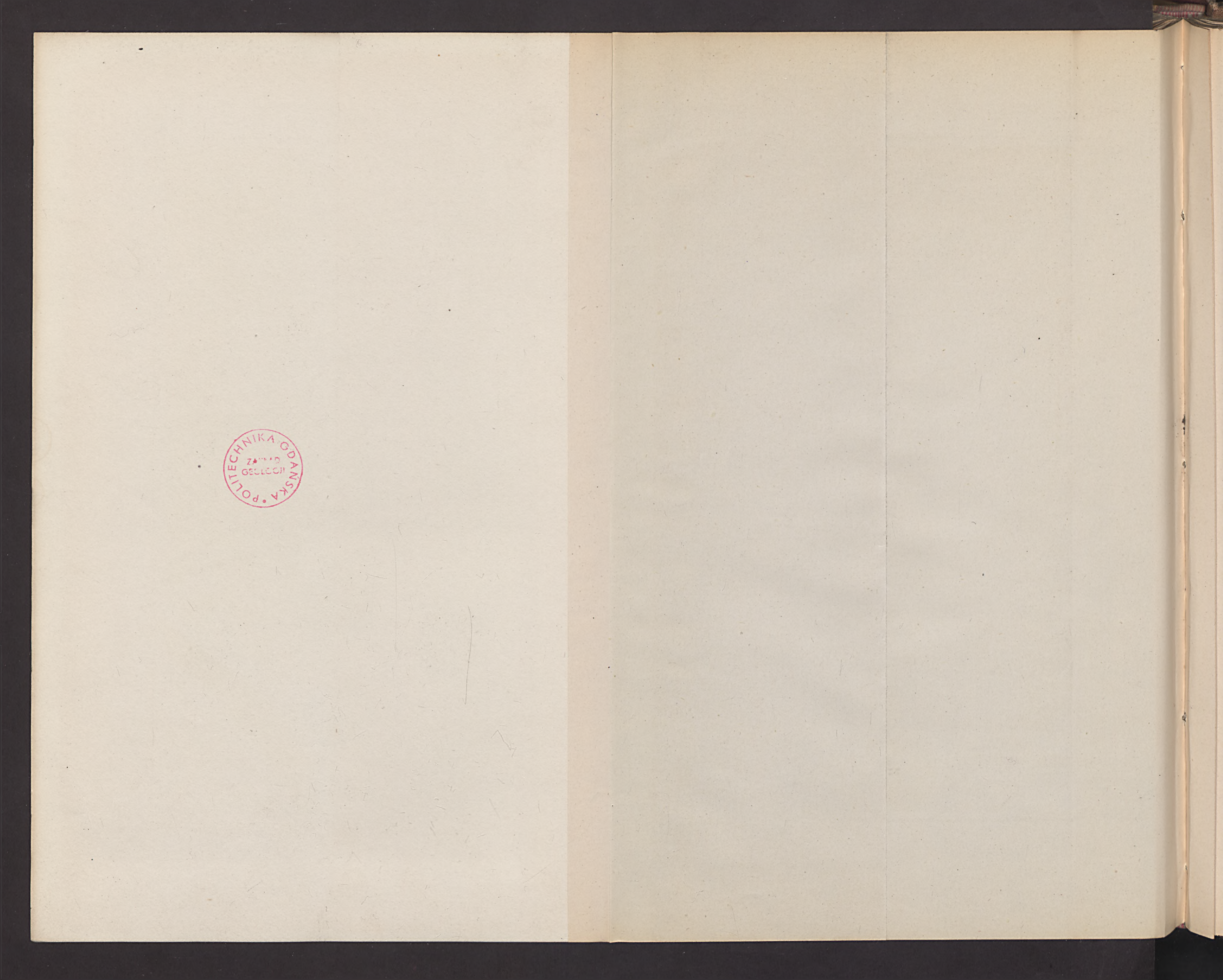
Lith. v. E. Ohmann.

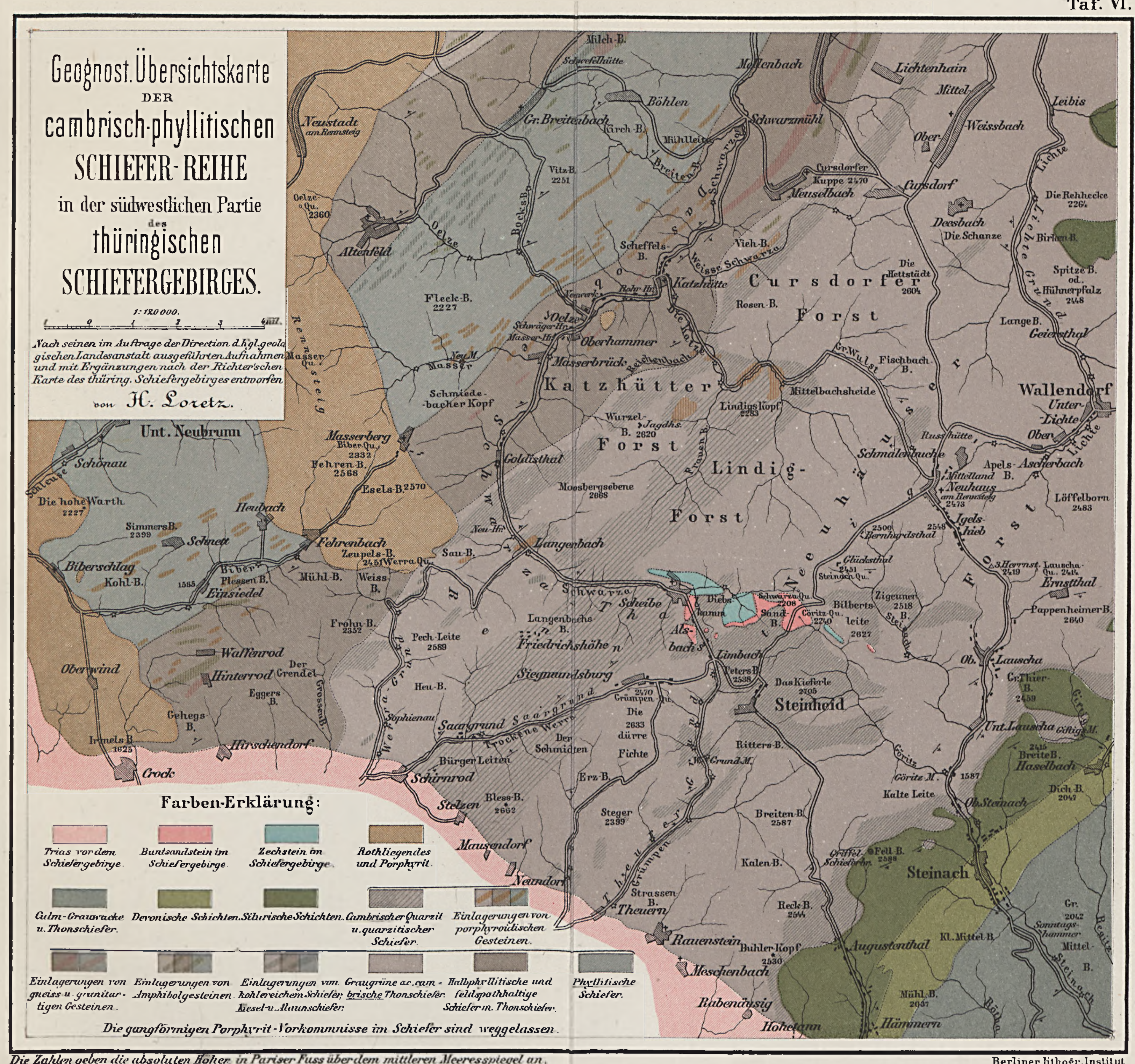


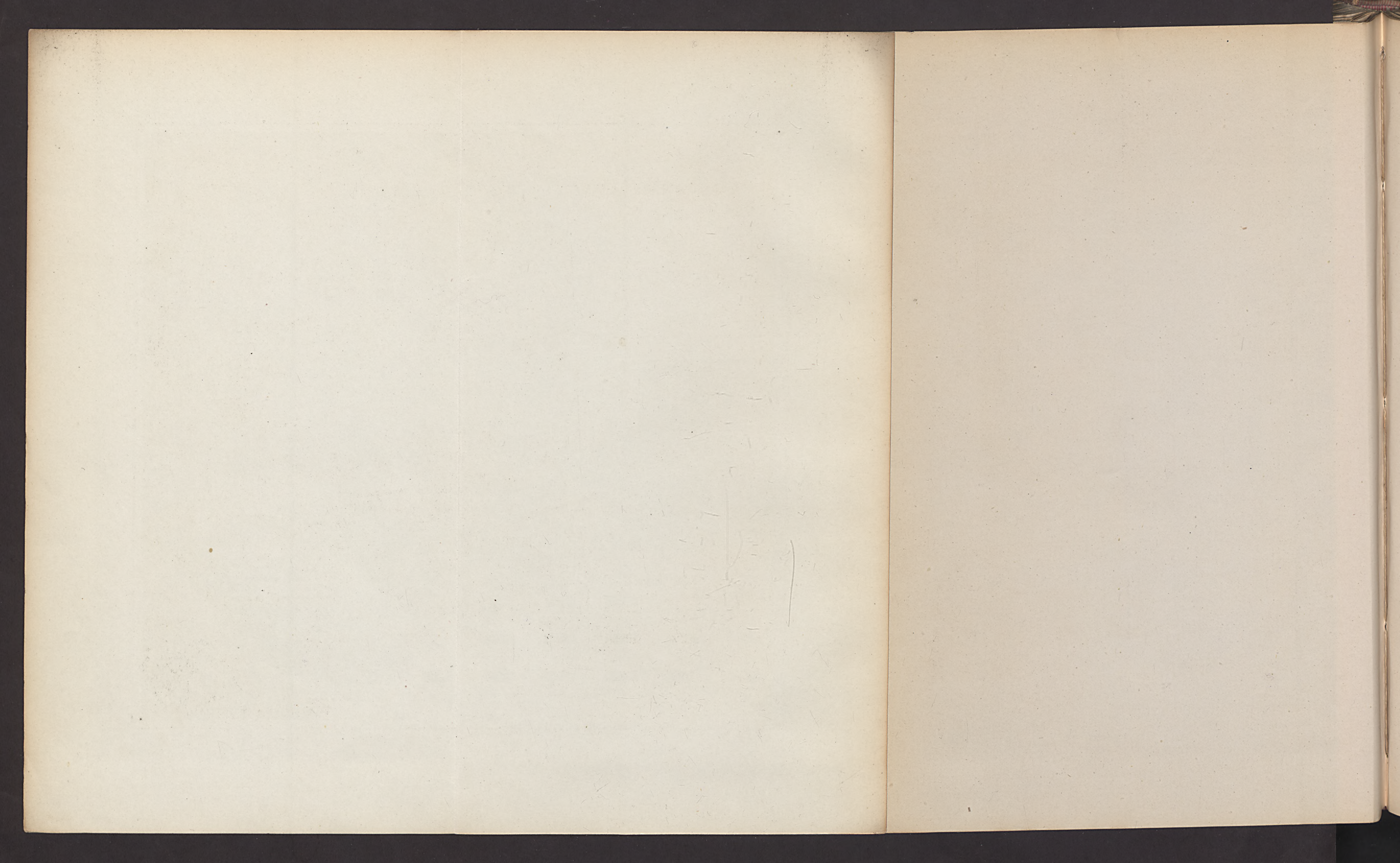
Taf. V.



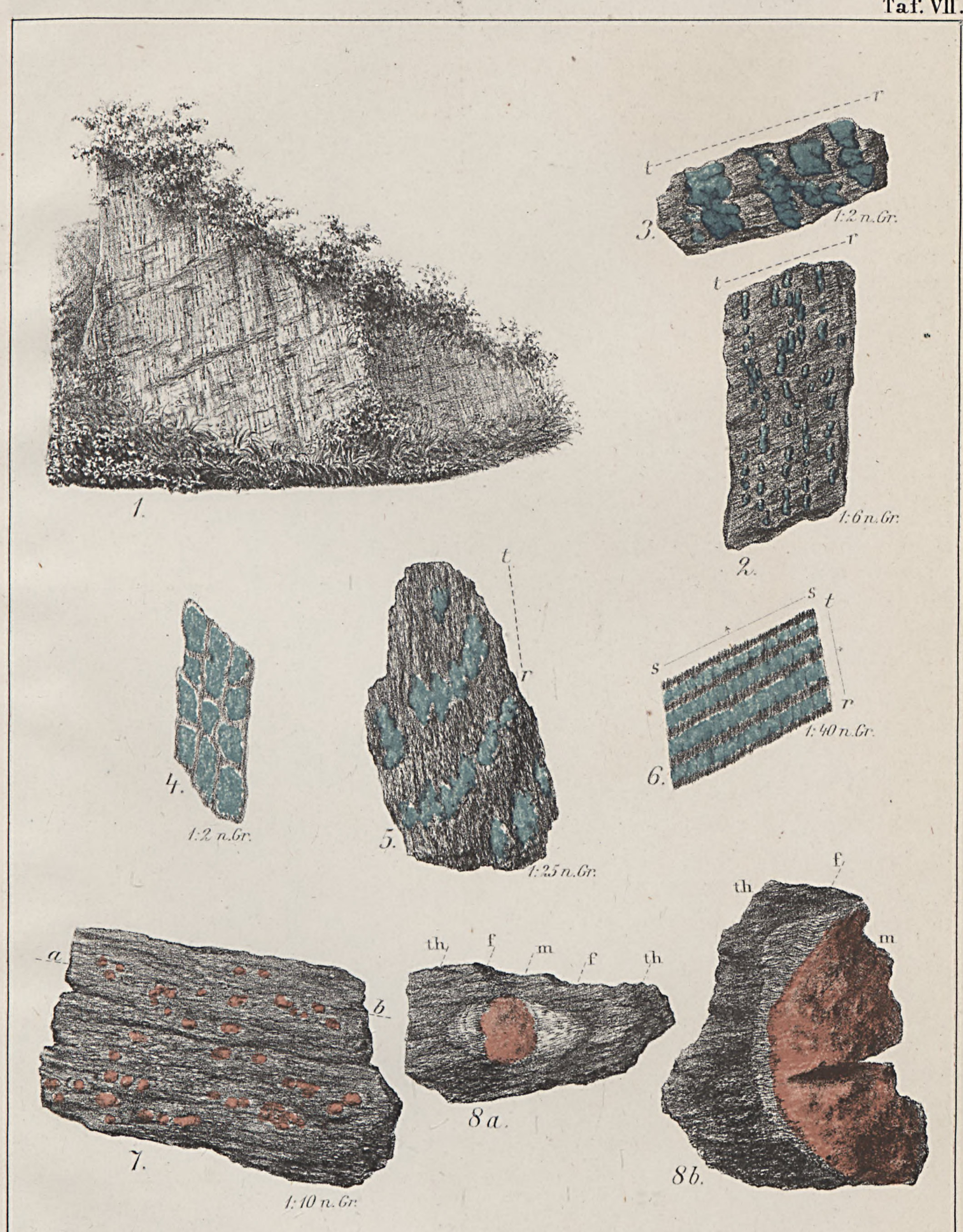
E. Ohmann gez. u. lith.


POLITECHNIKA GDAŃSKA


Geognost. Übersichtskarte
DER
cambrisch-phyllitischen
SCHIEFER-REIHE
in der südwestlichen Partie
des
thüringischen
SCHIEFERGEBIRGES.
1:120 000.
Nach seinen im Auftrage der Direction d. Kgl. geologischen Landesanstalt ausgeführten Aufnahmen und mit Ergänzungen nach der Richter'schen Karte des thüring. Schiefergebirges entworfen
von H. Loretz.
Farben-Erklärung:
Trias vor dem Schiefergebirge.
Buntsandstein im Schiefergebirge.
Zechstein im Schiefergebirge.
Rothliegendes und Porphyrit.
Culm-Grauwacke u. Thonschiefer.
Devonische Schichten.
Silurische Schichten.
Cambrischer Quarzit u. quarzitischer Schiefer.
Einlagerungen von porphyroidischen Gesteinen.
Einlagerungen von gneiss u. granitartigen Gesteinen.
Einlagerungen von Amphibolgesteinen.
Einlagerungen von kohlereichem Schiefer; Kiesel-u. Alaunschiefer.
Graugrüne ac. cambrische Thonschiefer.
Halbphyllitische und feldspathhaltige Schiefer m. Thonschiefer.
Phyllitische Schiefer.
Die gangförmigen Porphyrit-Vorkommnisse im Schiefer sind weggelassen.
Die Zahlen geben die absoluten Höhen in Pariser Fuss über dem mittleren Meeresspiegel an.
Berliner lithogr. Institut

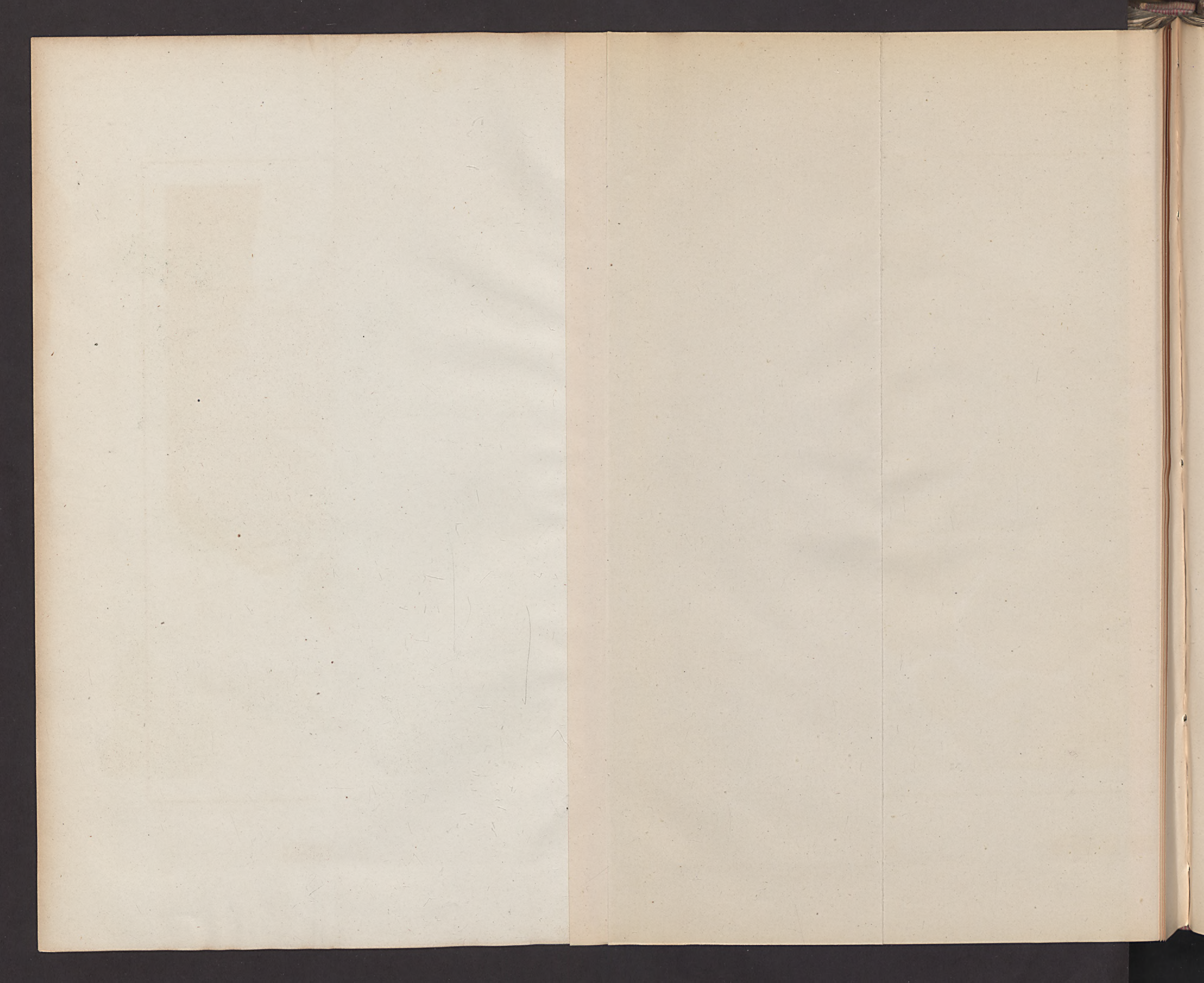


Taf. VII.

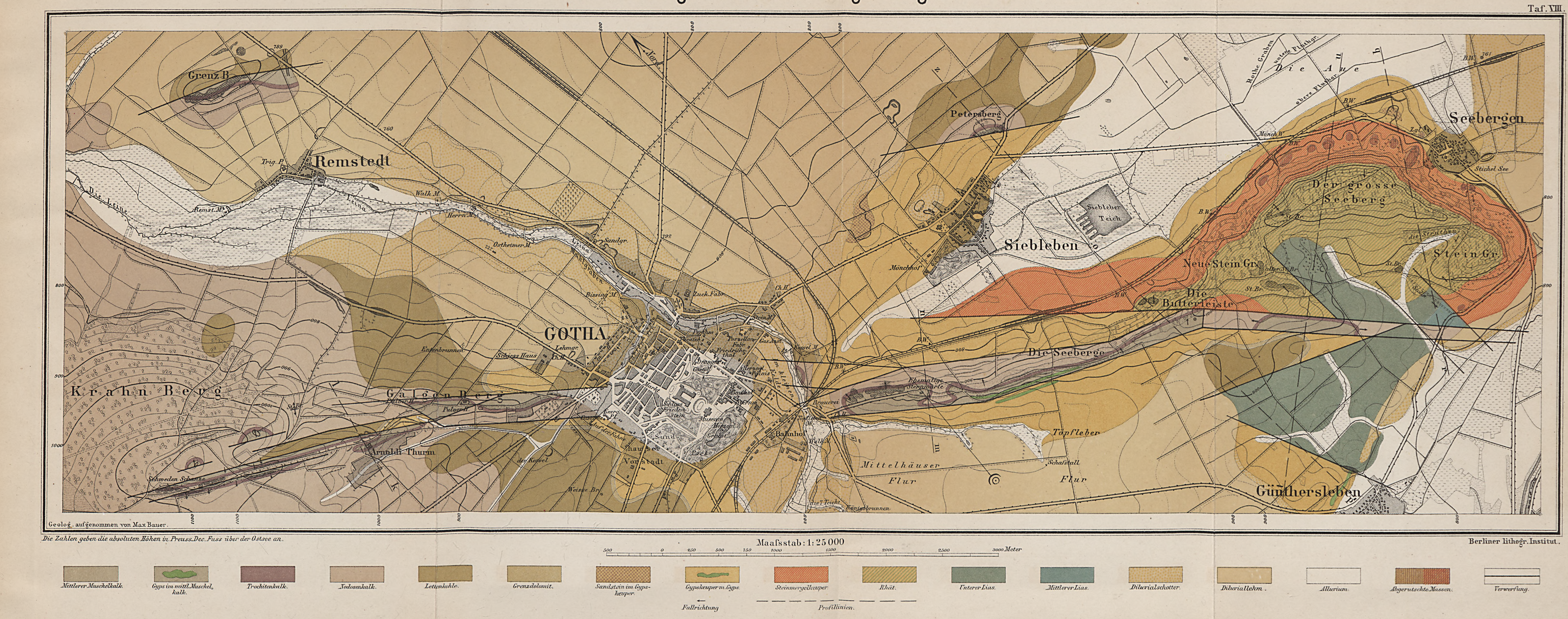



Gez. v. H. Loretz.

Lith. v. W. Pütz.



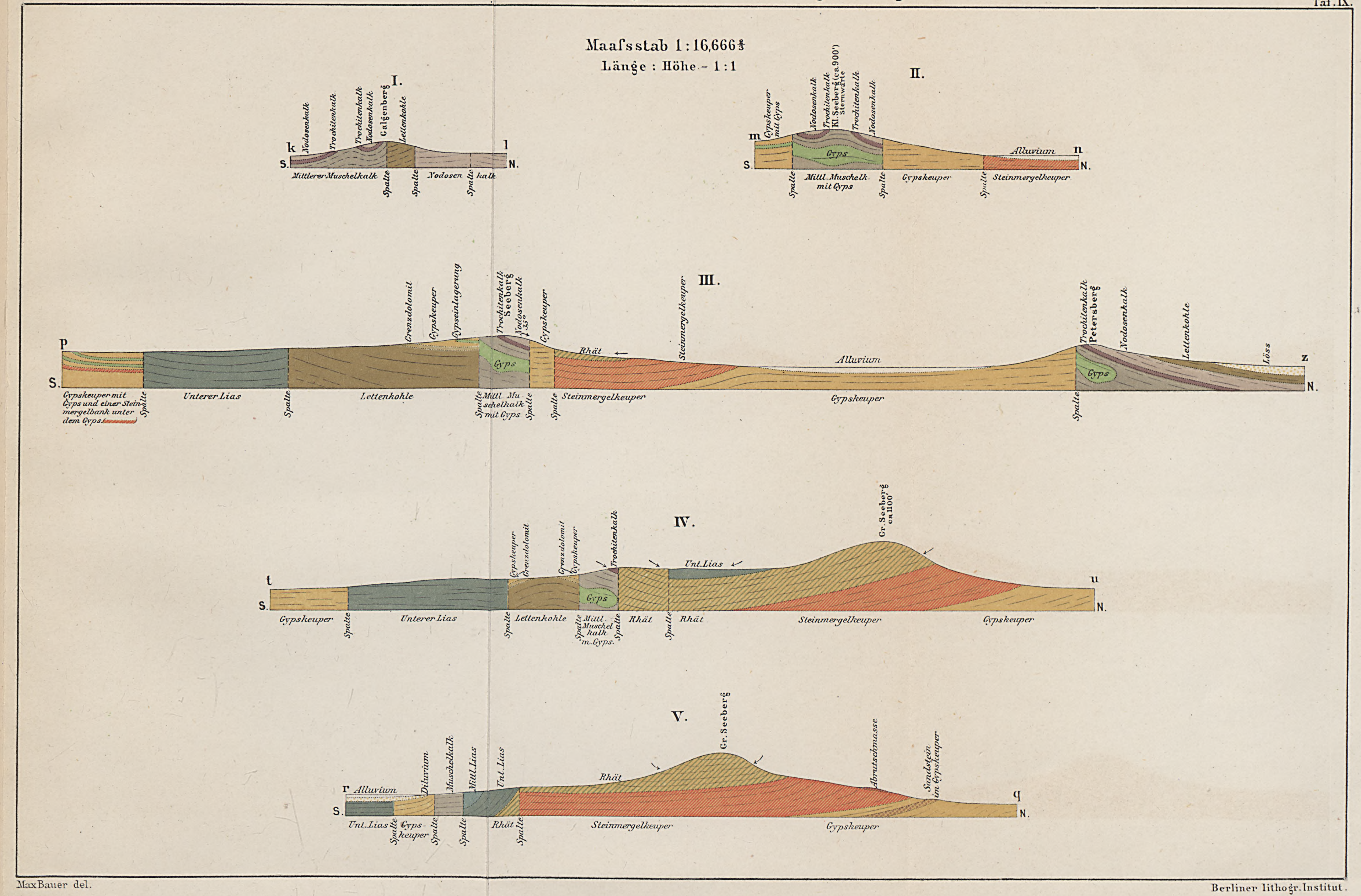
Die Seeberge und der Galgenberg bei Gotha.





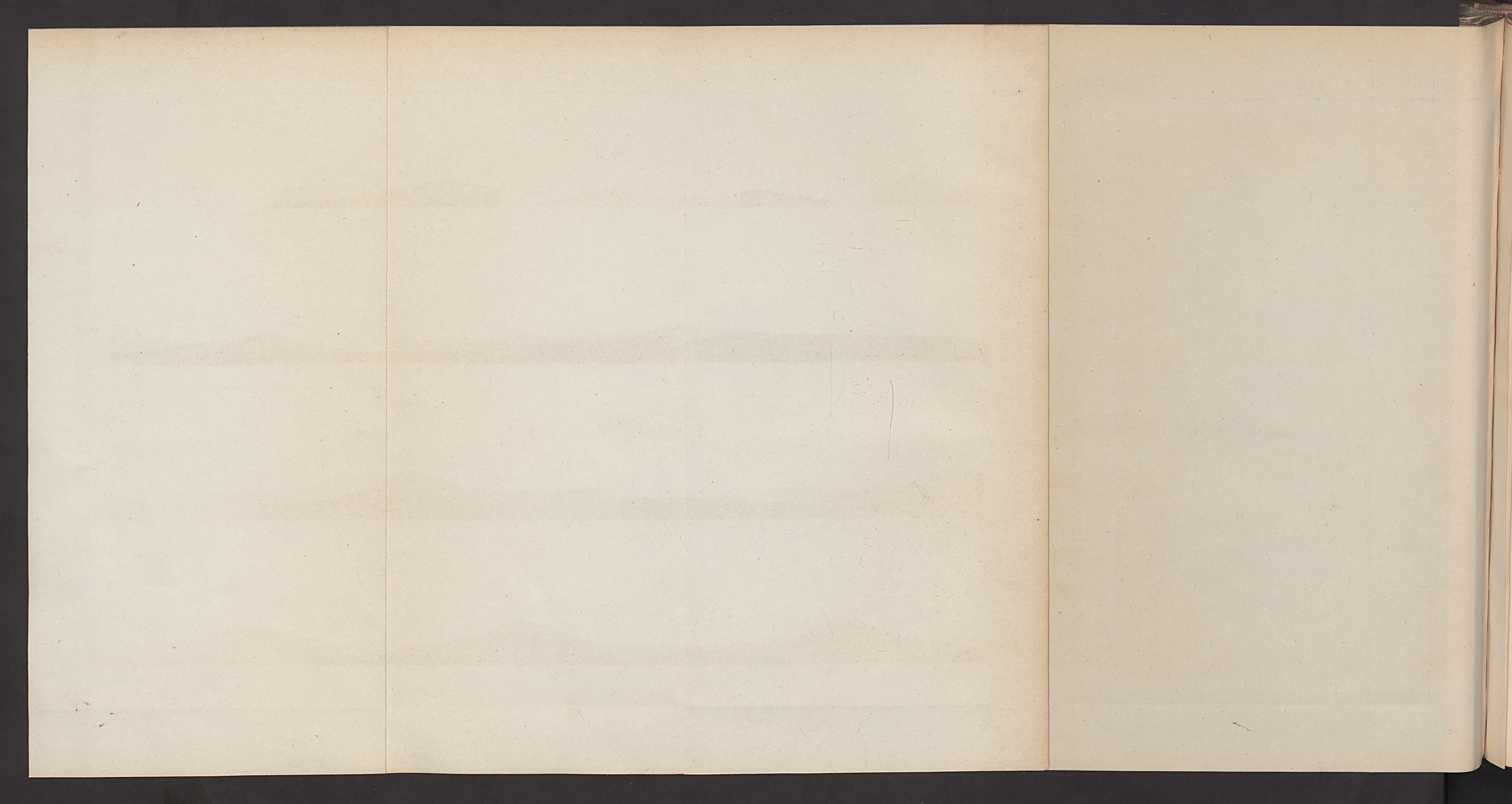
Profile durch die Seeberge und den Galgenberg bei Gotha.

Taf. IX.



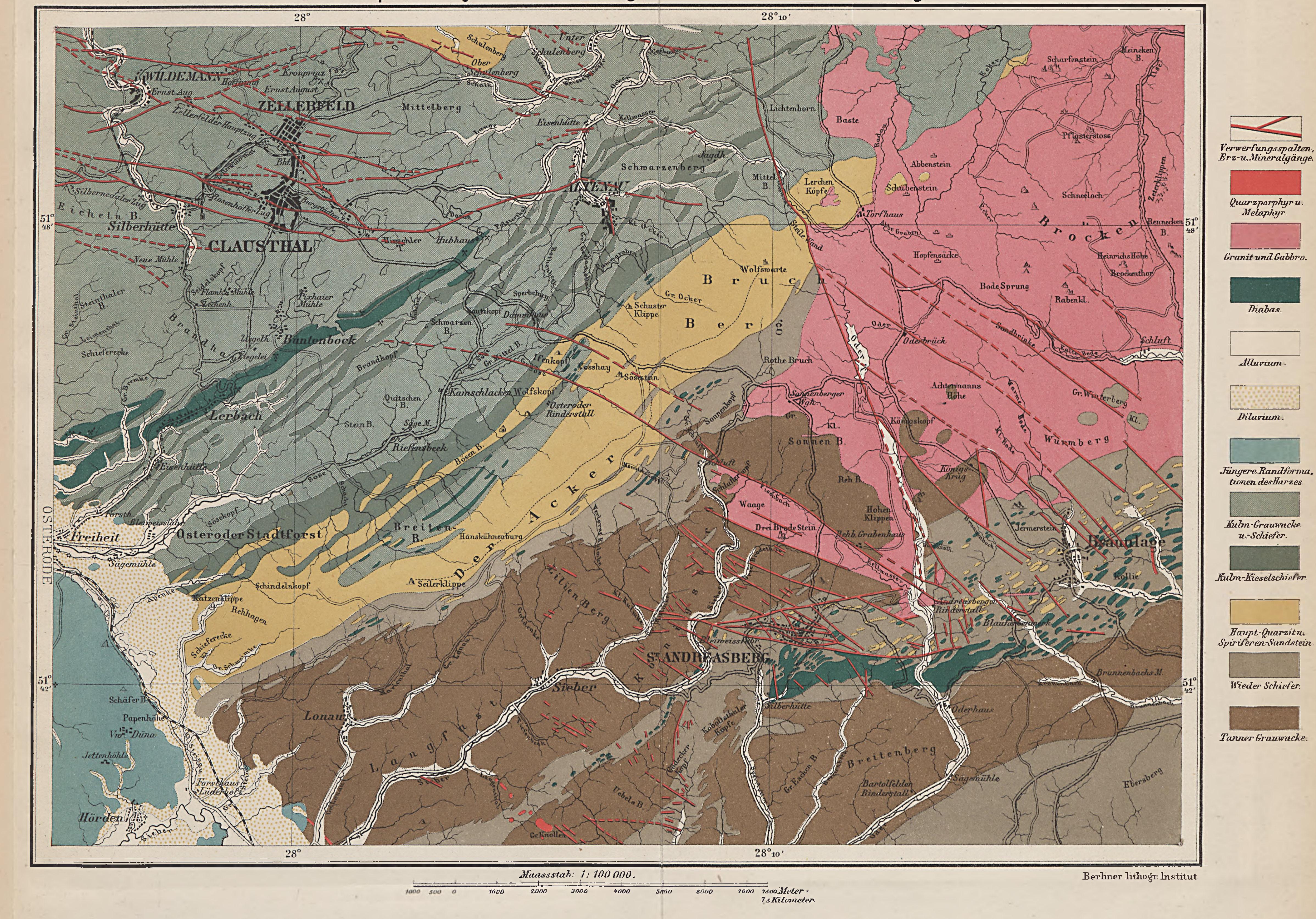
Max Bauer del.

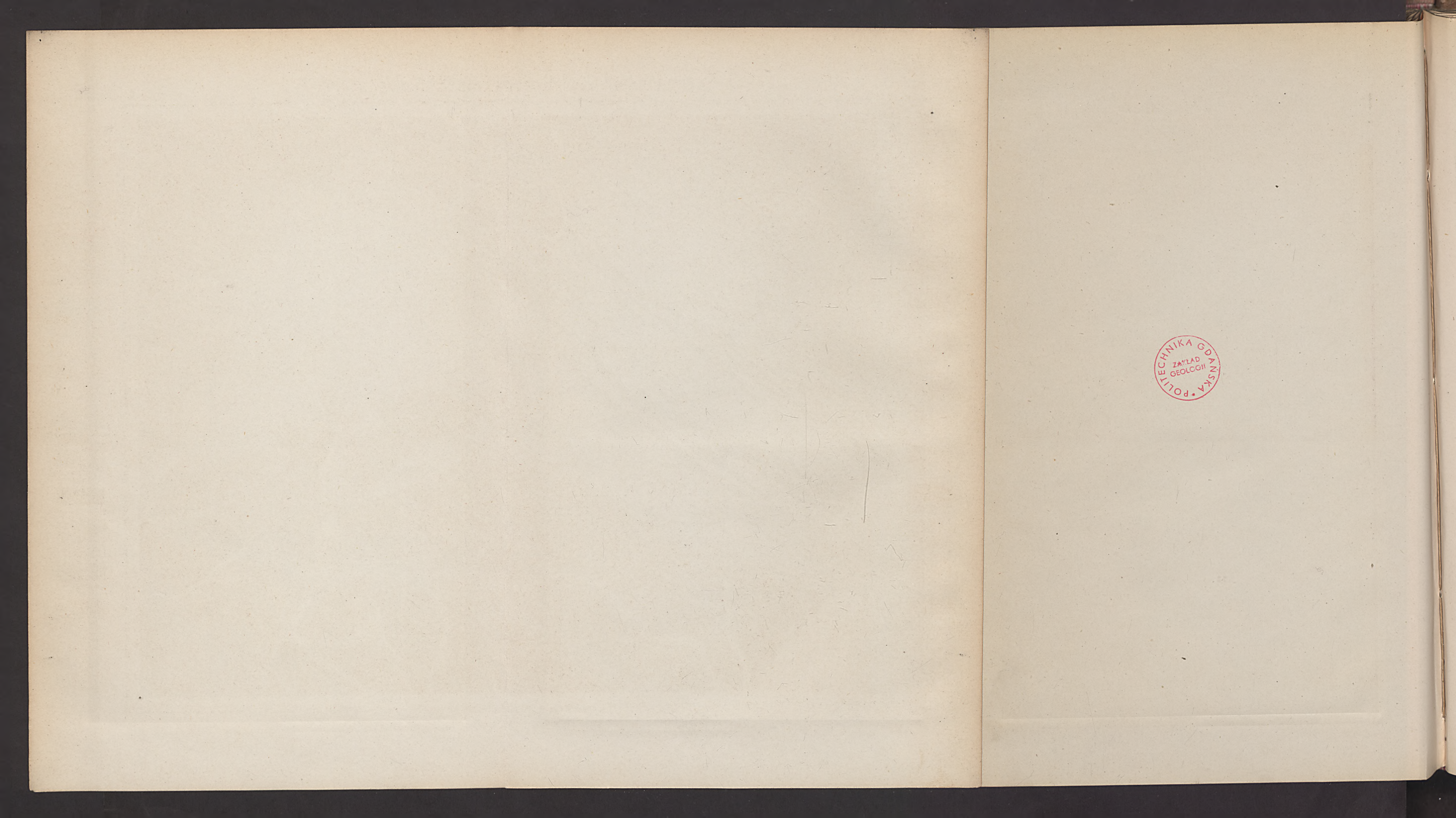
Berliner lithogr. Institut.



Das Spaltensystem der Gegend von St. Andreasberg.

Taf. X.





Das Spaltensystem der Gegend von St. Andreasberg.

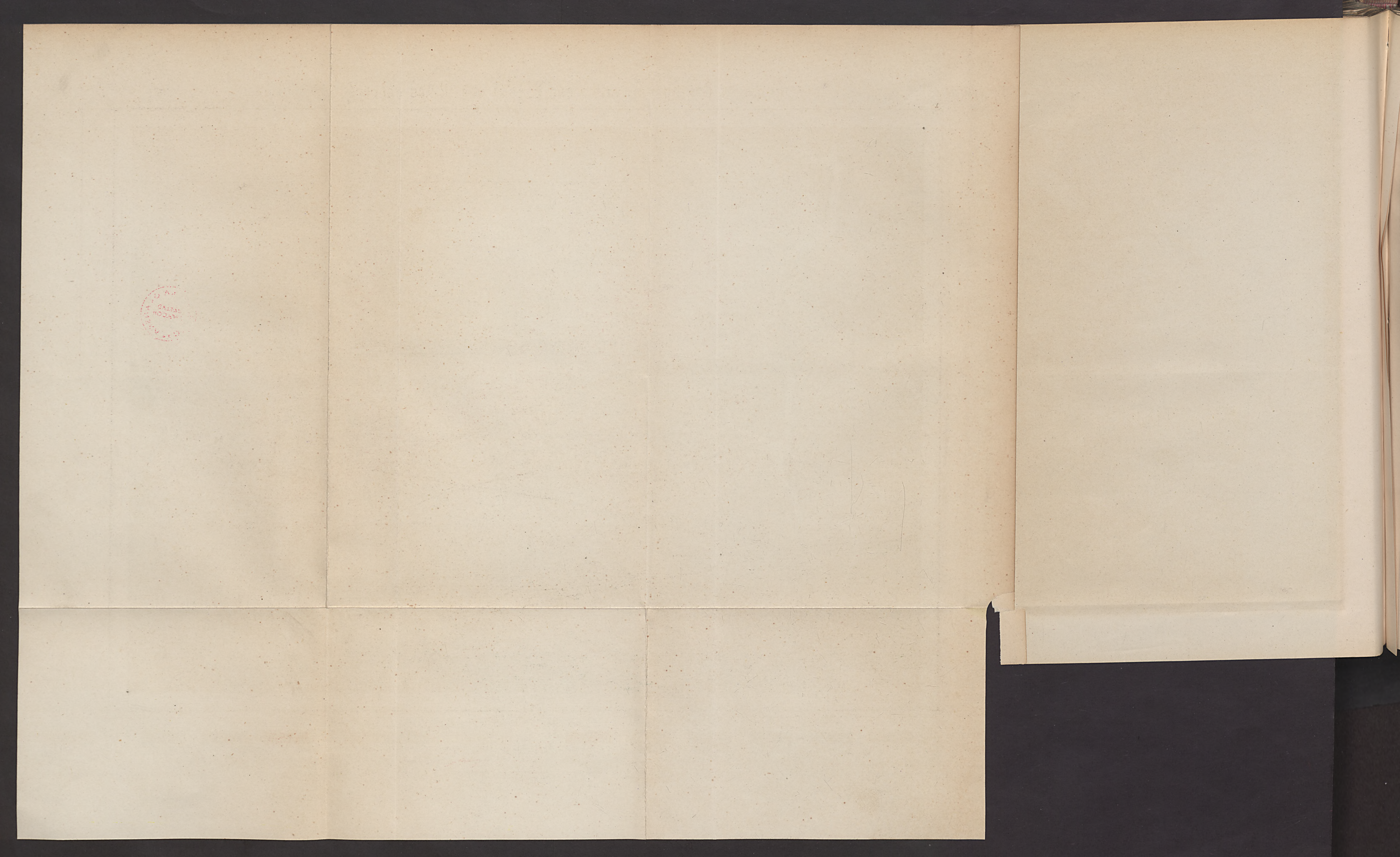
Taf. XI.

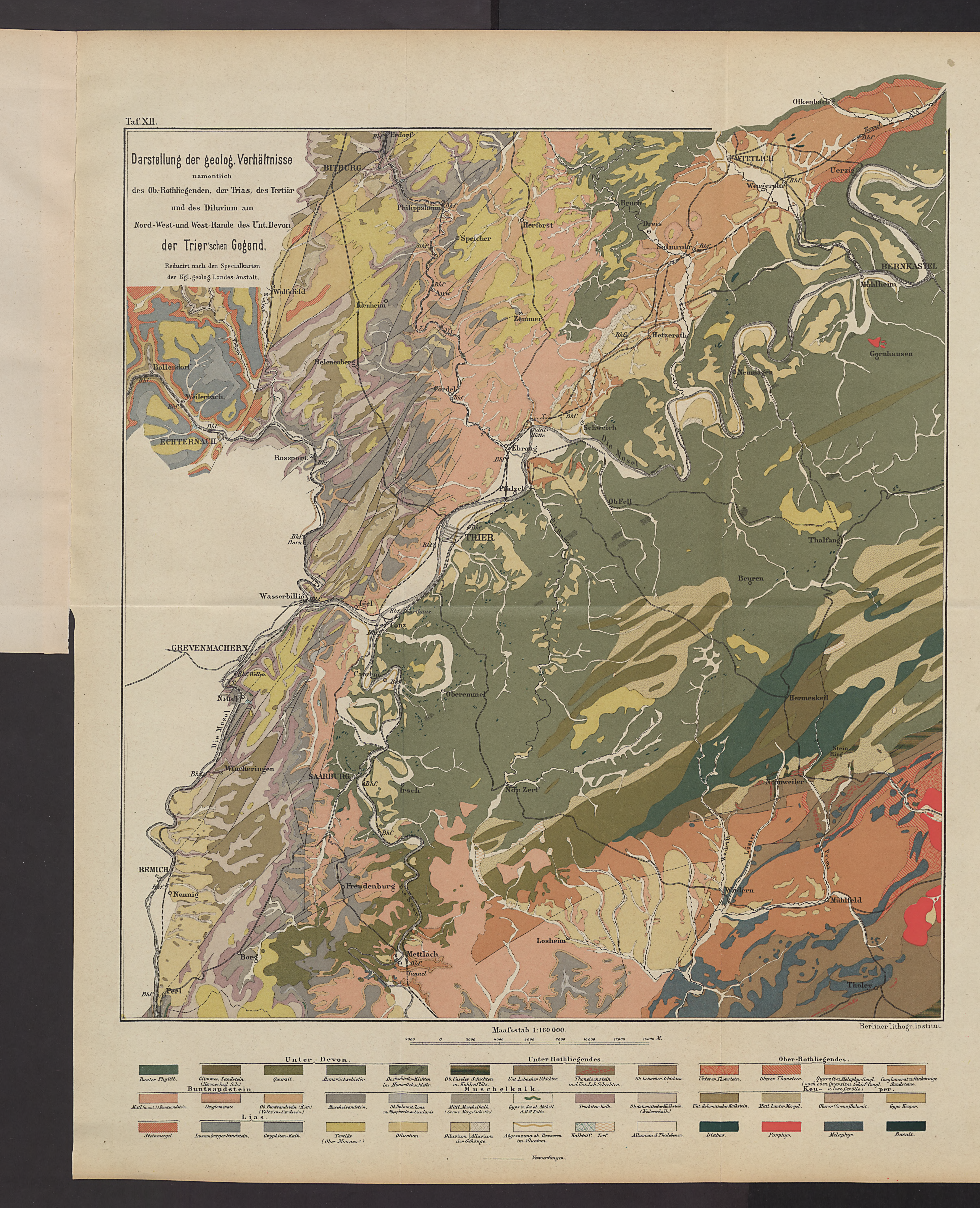
Die Zahlen geben in Metern die Höhen über dem mittl. Stand der Ostsee an.

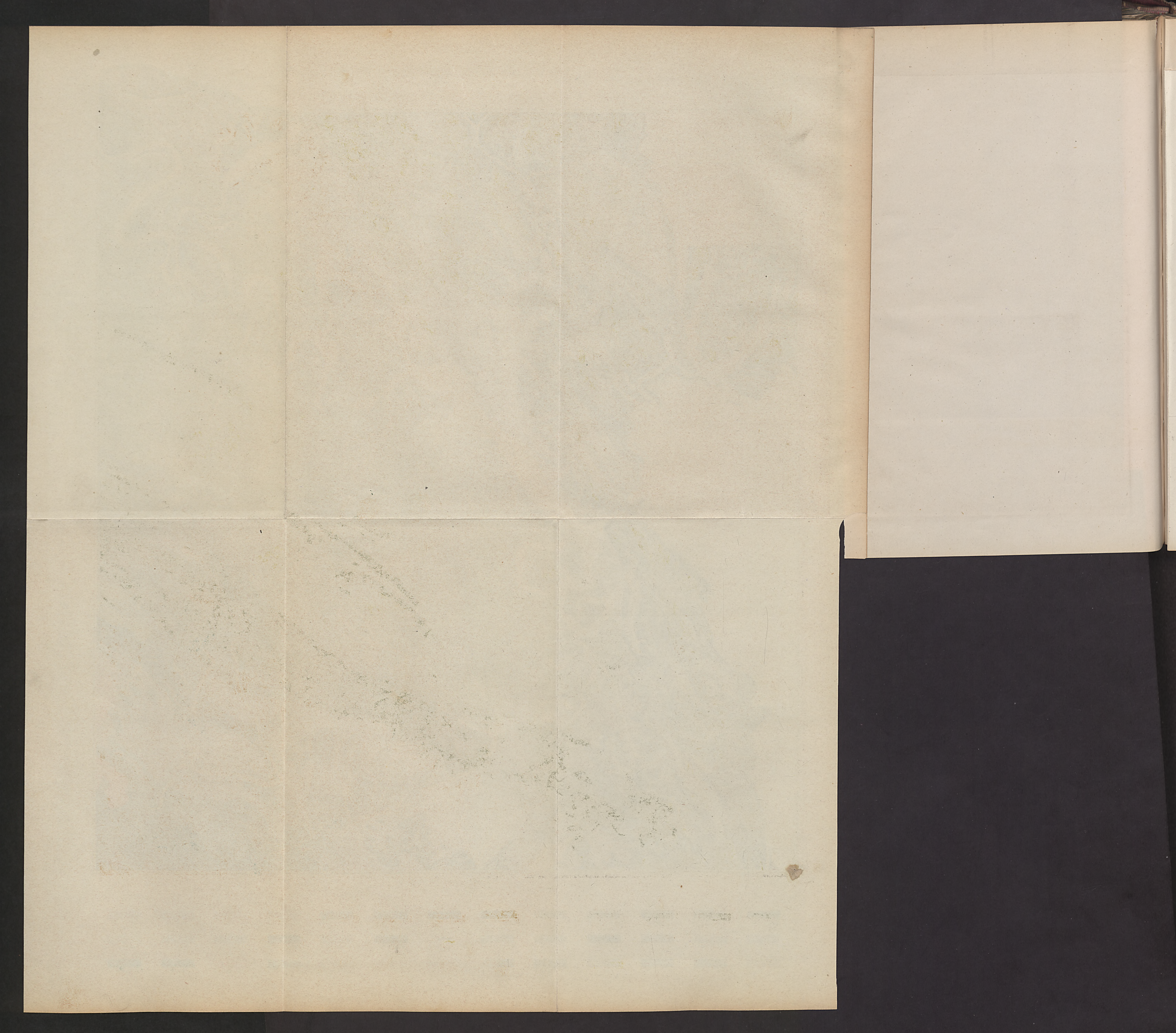
Maafsstab: 1:25000.

Berliner lith. Institut.

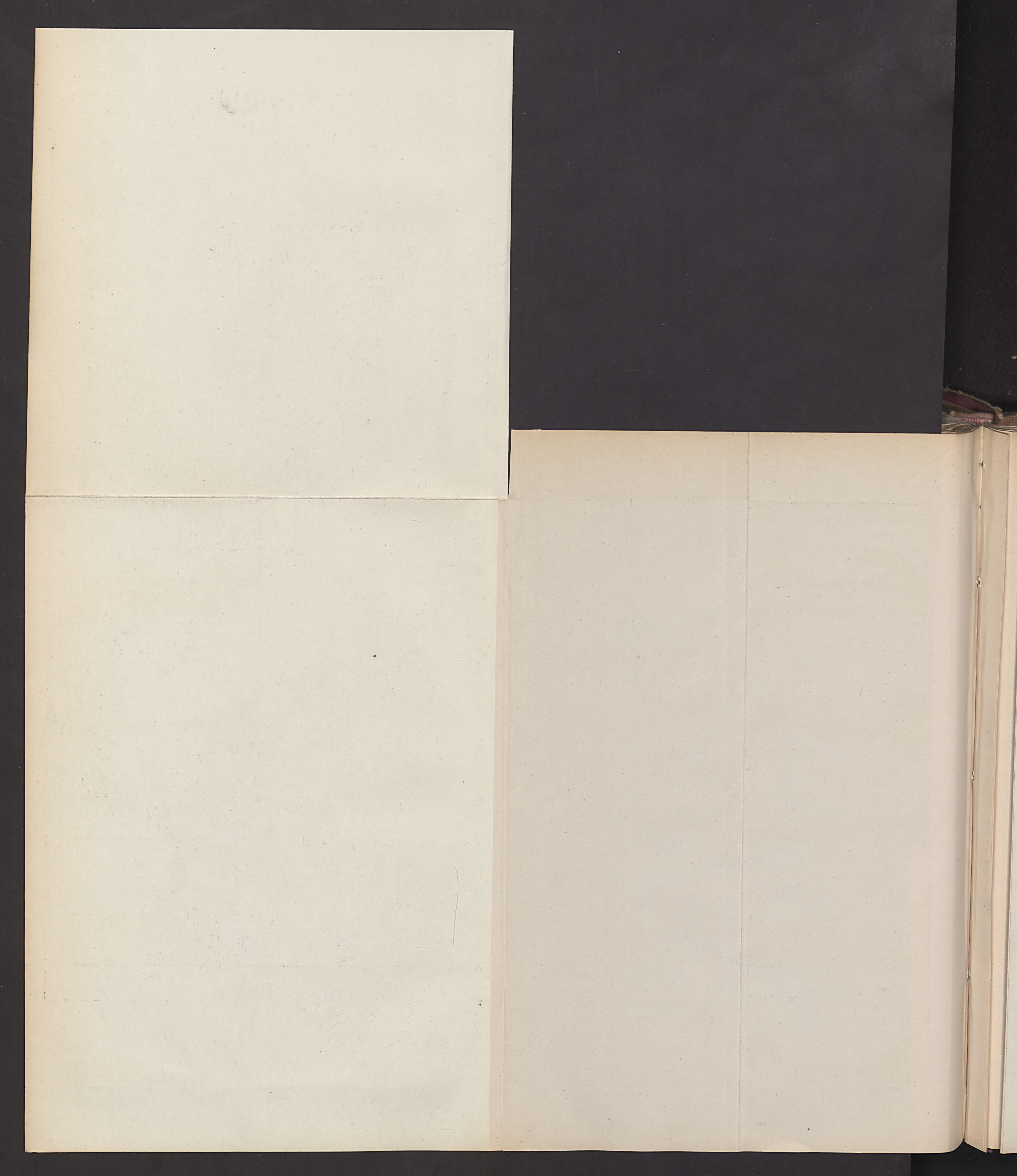


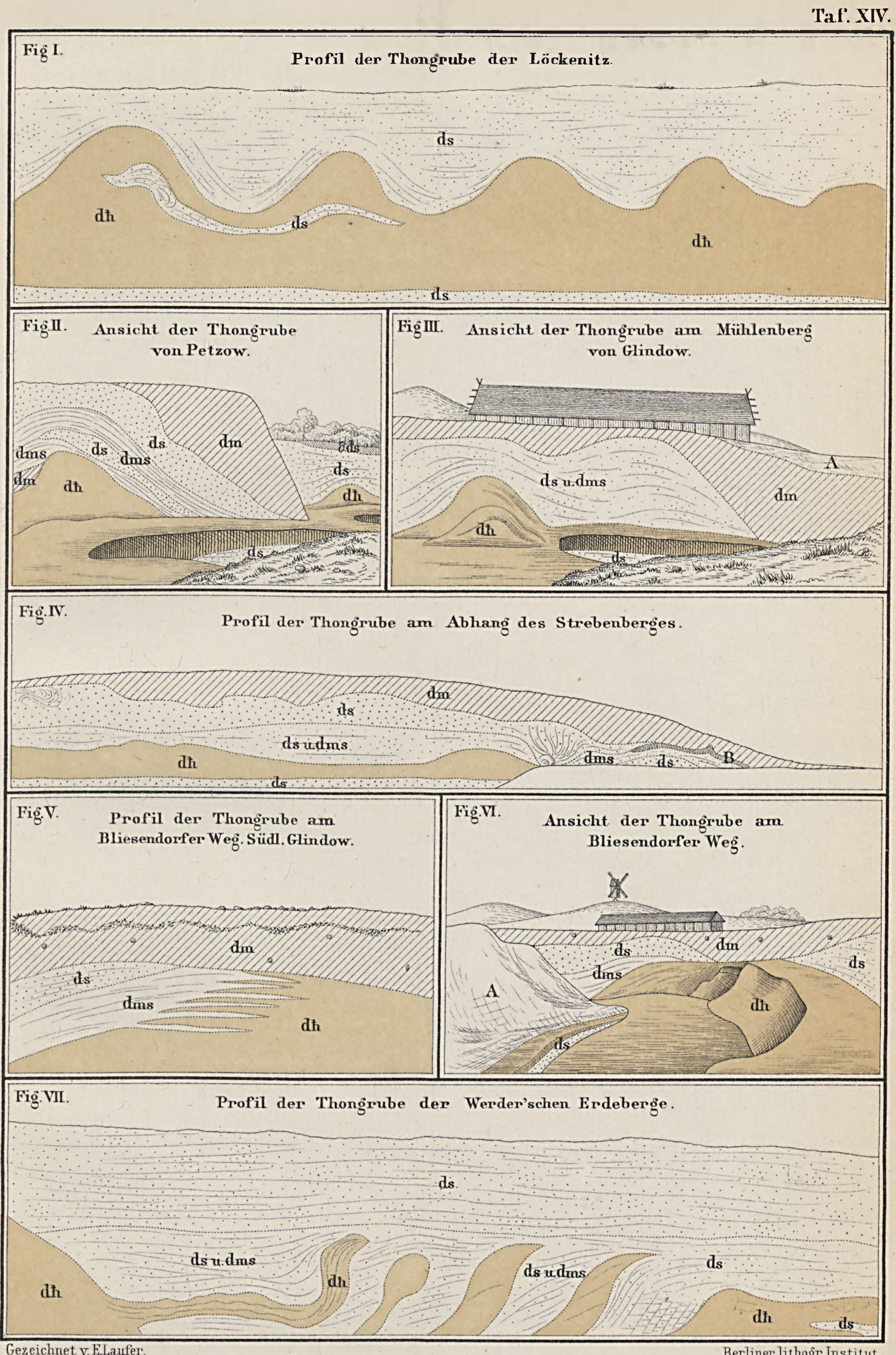



Taf. XII.
Darstellung der geolog. Verhältnisse
namentlich
des Ob.-Rothliegenden, der Trias, des Tertiär
und des Diluvium am
Nord-West-und West-Rande des Unt. Devon
der Trier'schen Gegend.
Reducirt nach den Specialkarten
der Kgl. geolog. Landes-Anstalt.
Maafsstab 1:160 000.
2000 0 2000 4000 6000 8000 10 000 12000 14000 M.
Berliner lithogr. Institut.
Unter-Devon.
Bunter Phyllit.
Glimmer. Sandstein. (Hermeskeil. Sch.)
Quarzit.
Hunsrückschiefer.
Dachschiefer-Richten im Hunsrückschiefer.
Unter-Rothliegendes.
Ob. Cuseler Schichten m. Kohlenflötz.
Unt. Lebacher Schichten.
Thoneisenstein in d. Unt. Leb. Schichten.
Ob. Lebacher Schichten.
Ober-Rothliegendes.
Unterer Thonstein.
Oberer Thonstein.
Quarzit-u. Melaphyr-Congl. (nach oben Quarzit-u. Schief.-Congl. u. lose Gerölle.)
Conglomerat u. feinkörnige Sandsteine.
Buntsandstein.
Mittl. (u. unt.?) Buntsandstein.
Conglomerate.
Ob. Buntsandstein (Röth.) (Voltzien-Sandstein.)
Muschelkalk.
Muschelsandstein.
Ob. Dolomit-Zone m. Myophoria orbicularis.
Mittl. Muschelkalk. (Graue Mergelschiefer.)
Gyps in der ob. Abtheil. d. M.M. Kalks.
Trochiten-Kalk.
Ob. dolomitischer Kalkstein. (Nodosenkalk.)
Keuper.
Unt. dolomitischer Kalkstein.
Mittl. bunter Mergel.
Oberer (Grenz) Dolomit.
Gyps Keuper.
Lias.
Steinmergel.
Luxemburger Sandstein.
Gryphiten-Kalk.
Tertiär (Ober-Miocaen?)
Diluvium.
Diluvium | Alluvium der Gehänge.
Abgrenzung ob. Terrassen im Alluvium.
Kalktuff. Torf.
Alluvium d. Thalebenen.
Diabas.
Porphyr.
Melaphyr.
Basalt.
Verwerfungen.



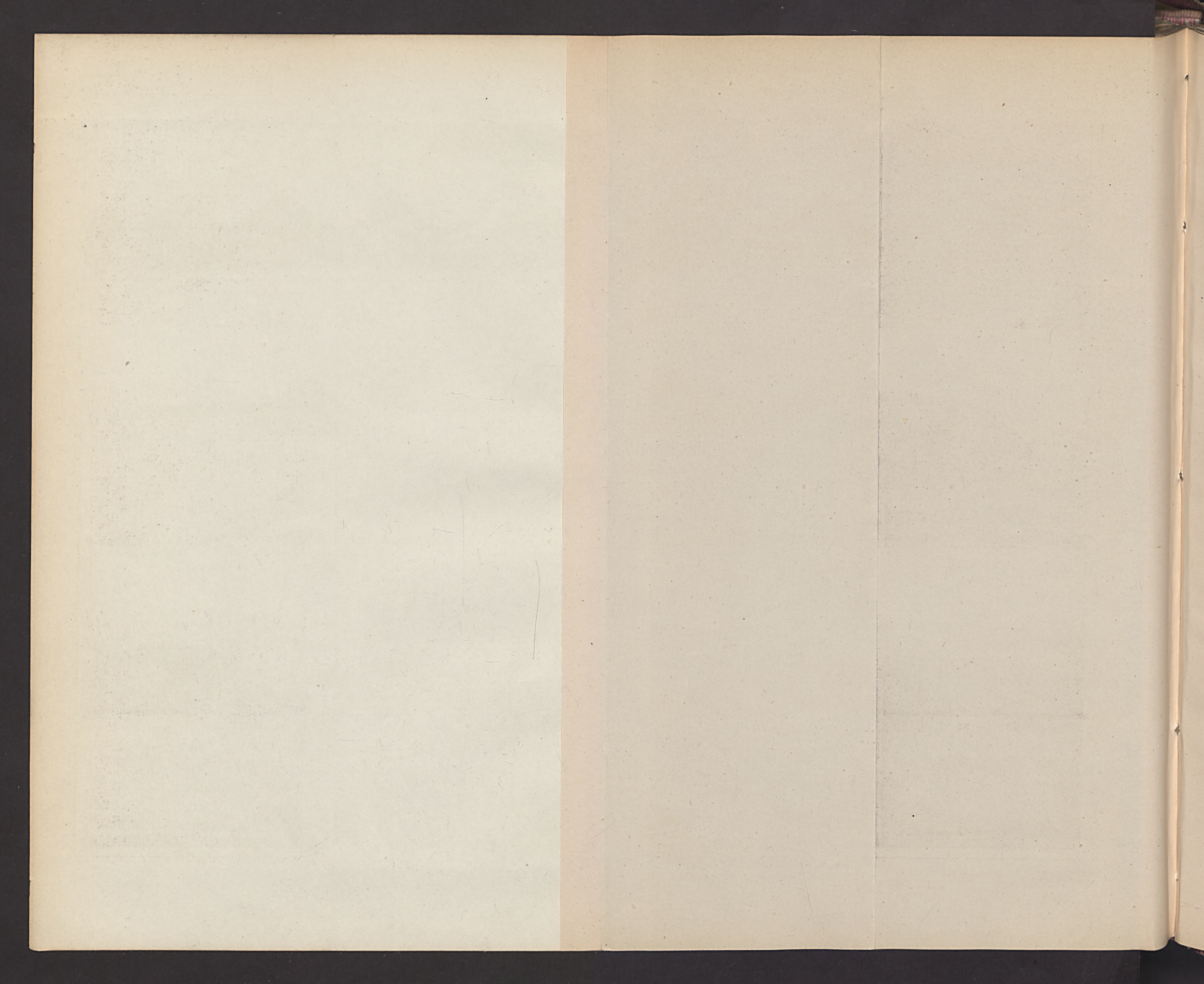

Lagerungsverhältnisse
des Diluvial-Thonmergels bei Werder.
Taf. XIII.
Werdersche Heide
Gr. Plessower See
HAVEL
WERDER
Kahnfähre
Glindow
Glindow See
Plötzhorn
Marienberg
Rankefang
Petzow
Haus See
Schönfichten-B.
Grosse Pflaumen-Maten
Hasenheide
Petzower Heide
Tiesendorfer
Bachten-B.
Fuchs-B.
Lückenitz
Gänsehorn
Die Zahlen sind absol. Höhen in preuss. Ddc. Fuss über dem mittl. Meeresspiegel.
Maafsstab: 1:25 000
Berliner lith. Institut.
Diluvial-Thon-mergel.
Jüngere Diluvial-Schichten.
Alluvium und Wasser.
Abraum der Ziegeleien.
Streichlinien der Thonsättel.
Erhebungs- und Muldenlinien

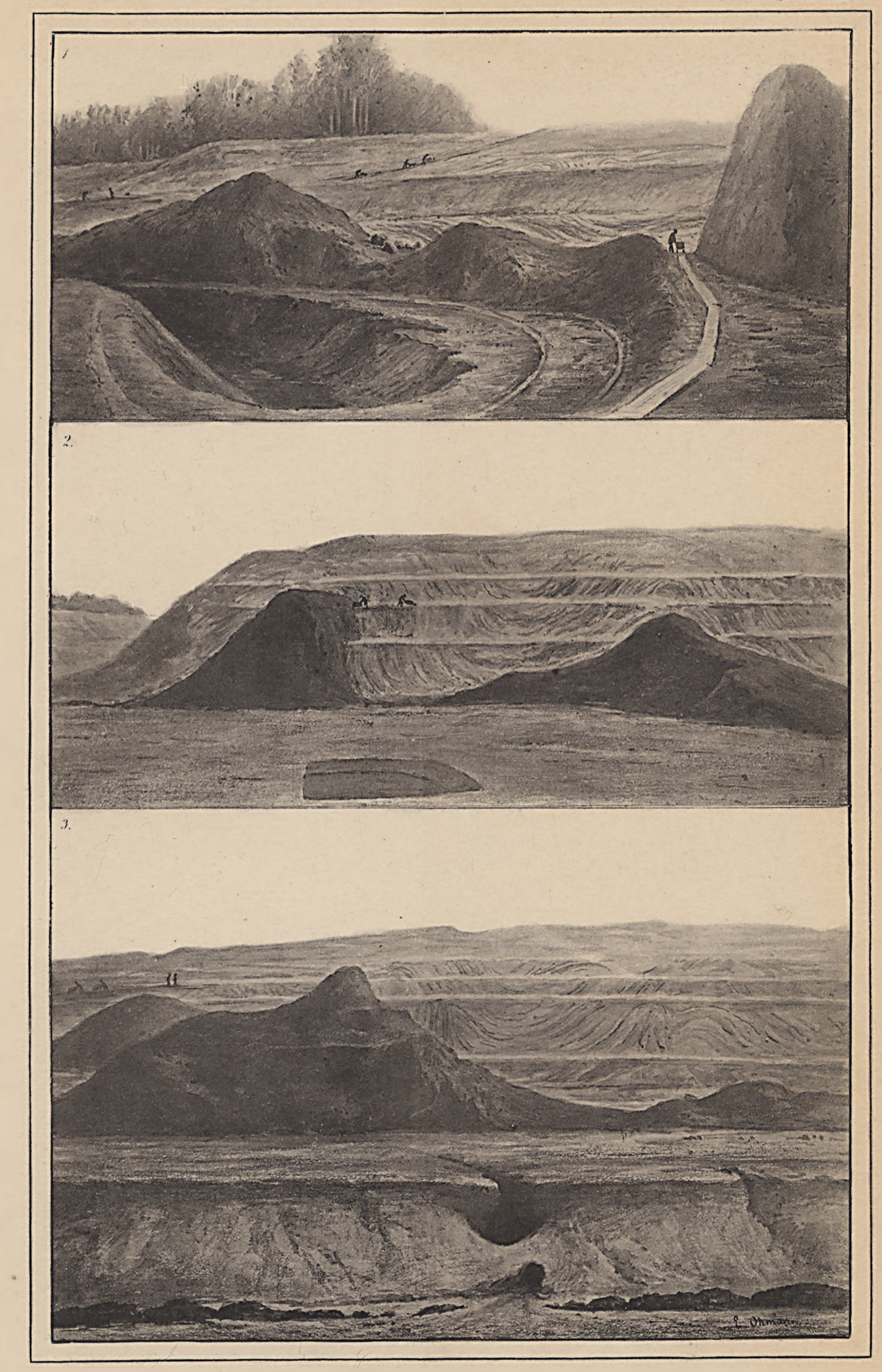


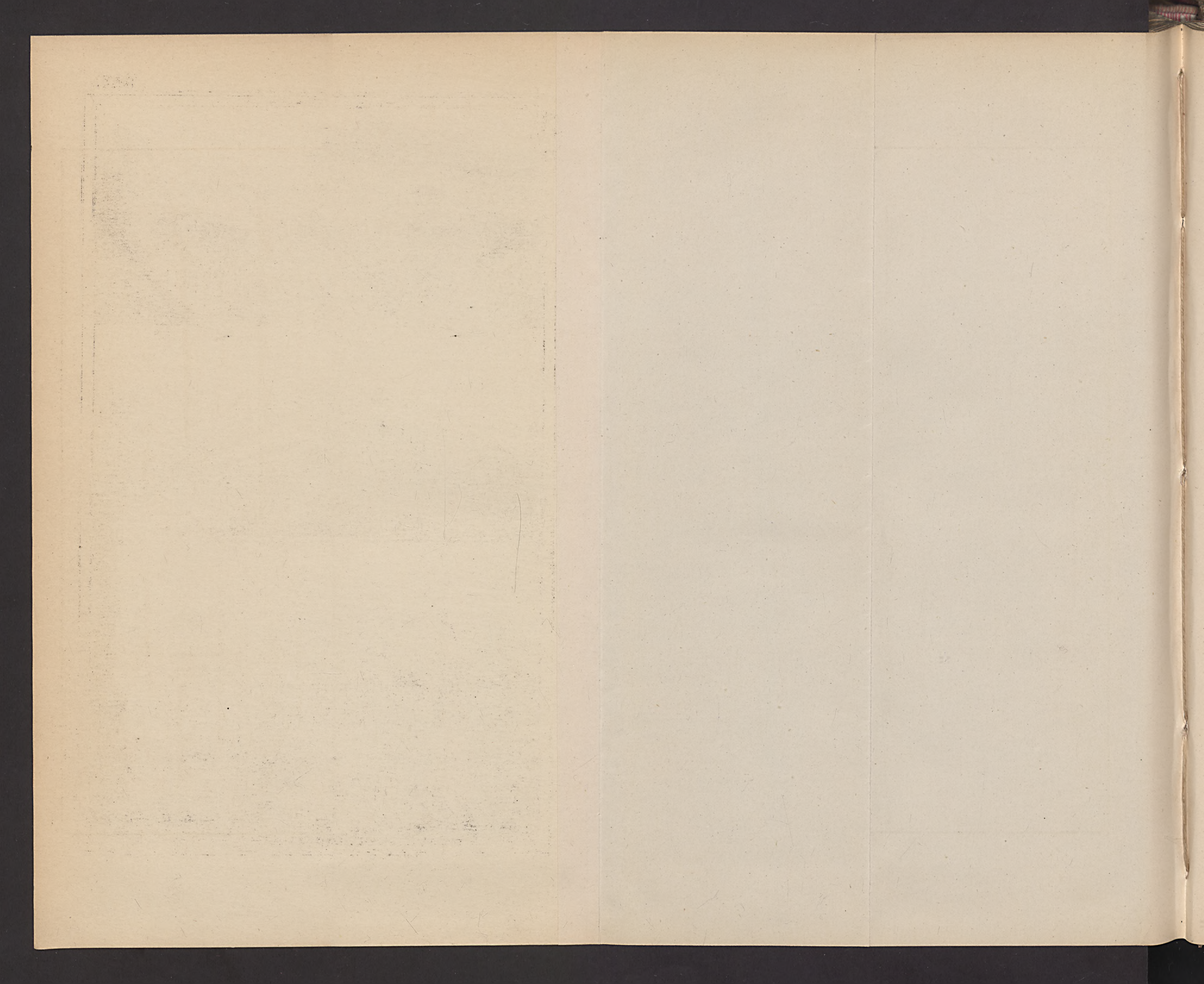


Gezeichnet v. E. Laufer. Berliner lithogr. Institut.

dh *Diluvialthonmergel.* dms *Diluvialmergelsand.* ds *Unterer Diluvialsand.* dm *Unterer Diluvialmergel.*
ôds *Reste des oberen Diluvialmergels.* A *Abraum.* B *Braunkohle mit Kalktuff.*

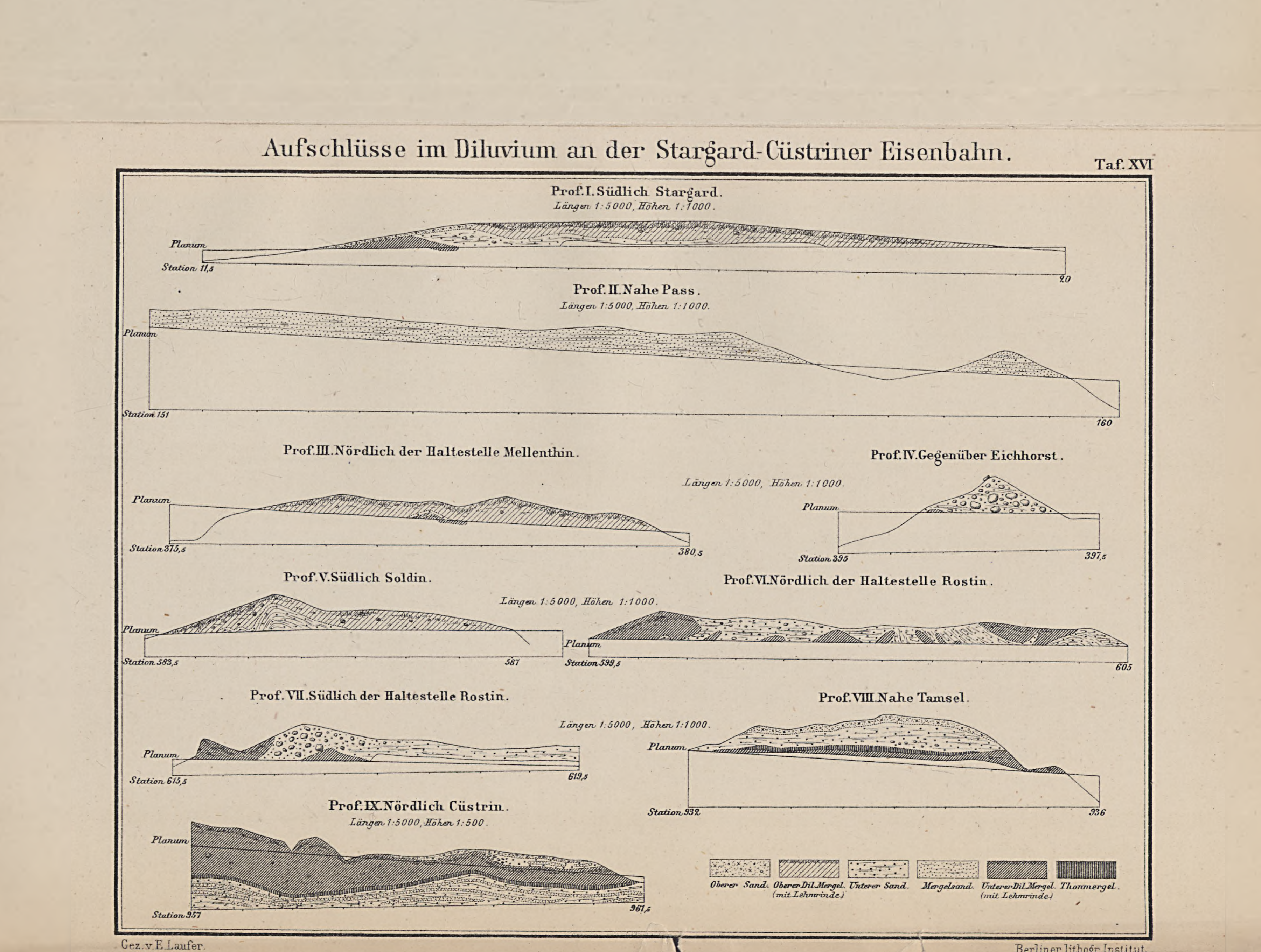



1.
2.
3.



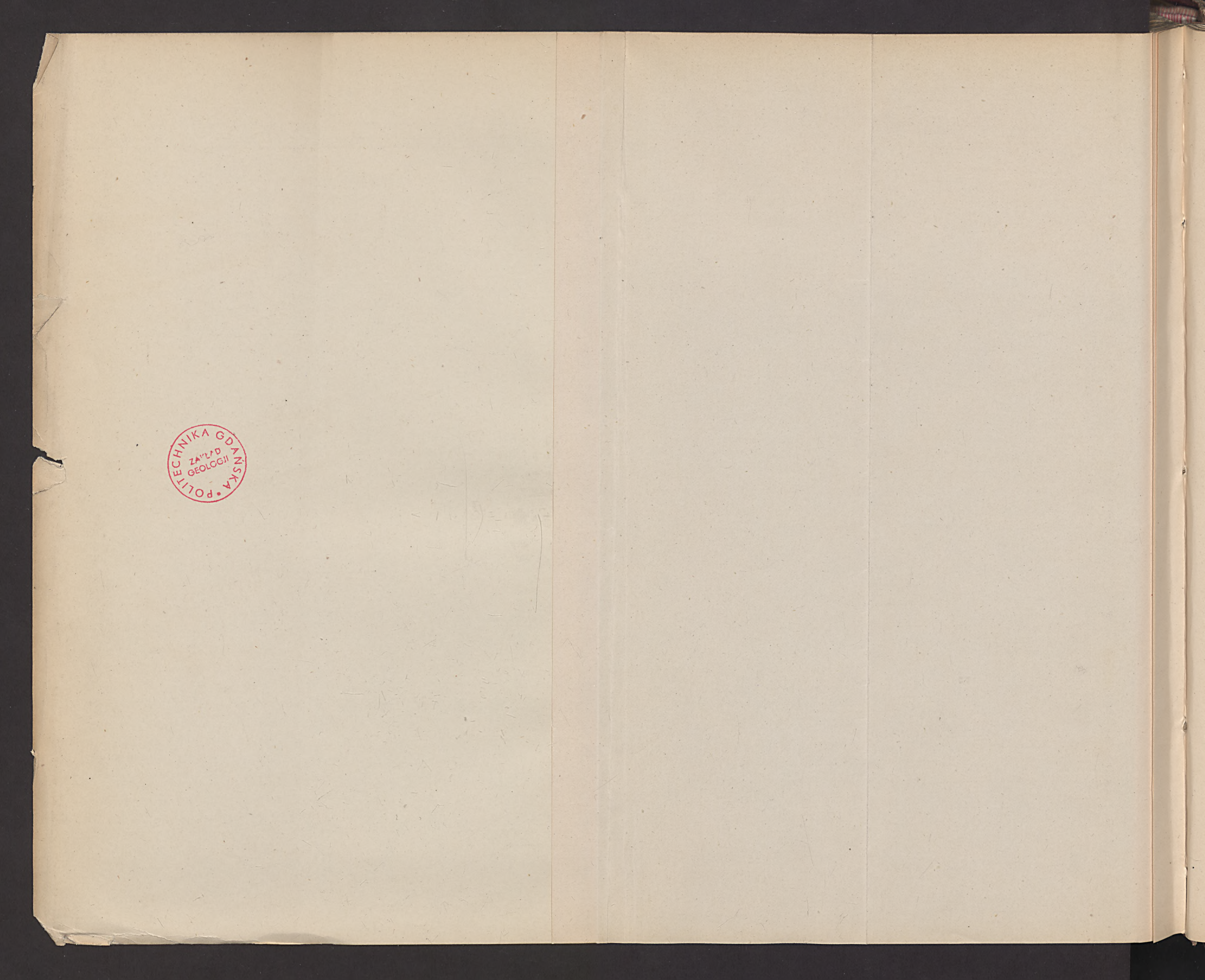
Aufschlüsse im Diluvium an der Stargard-Cüstriner Eisenbahn.

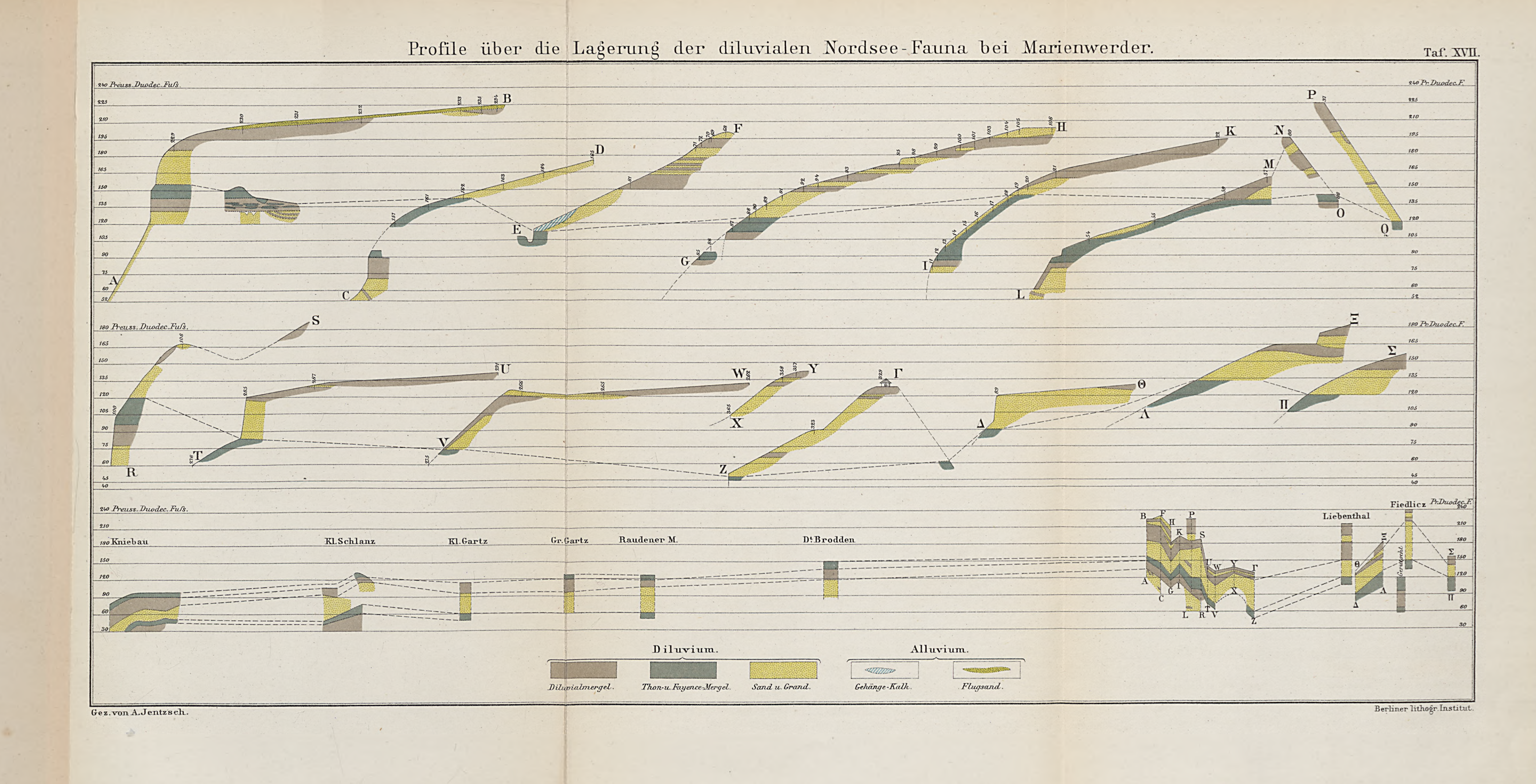
Taf. XVI



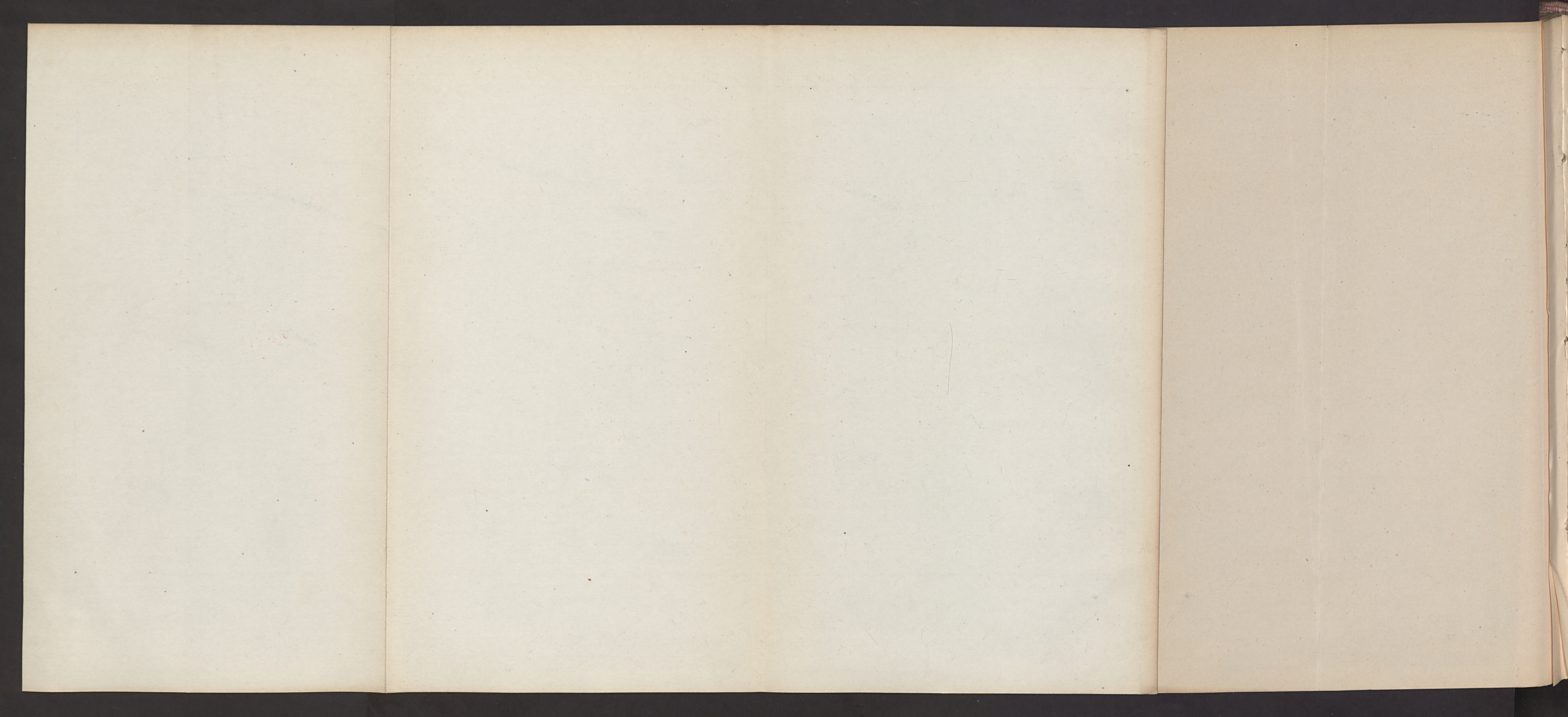
Gez. v. E. Laufer.

Berliner lithogr. Institut.

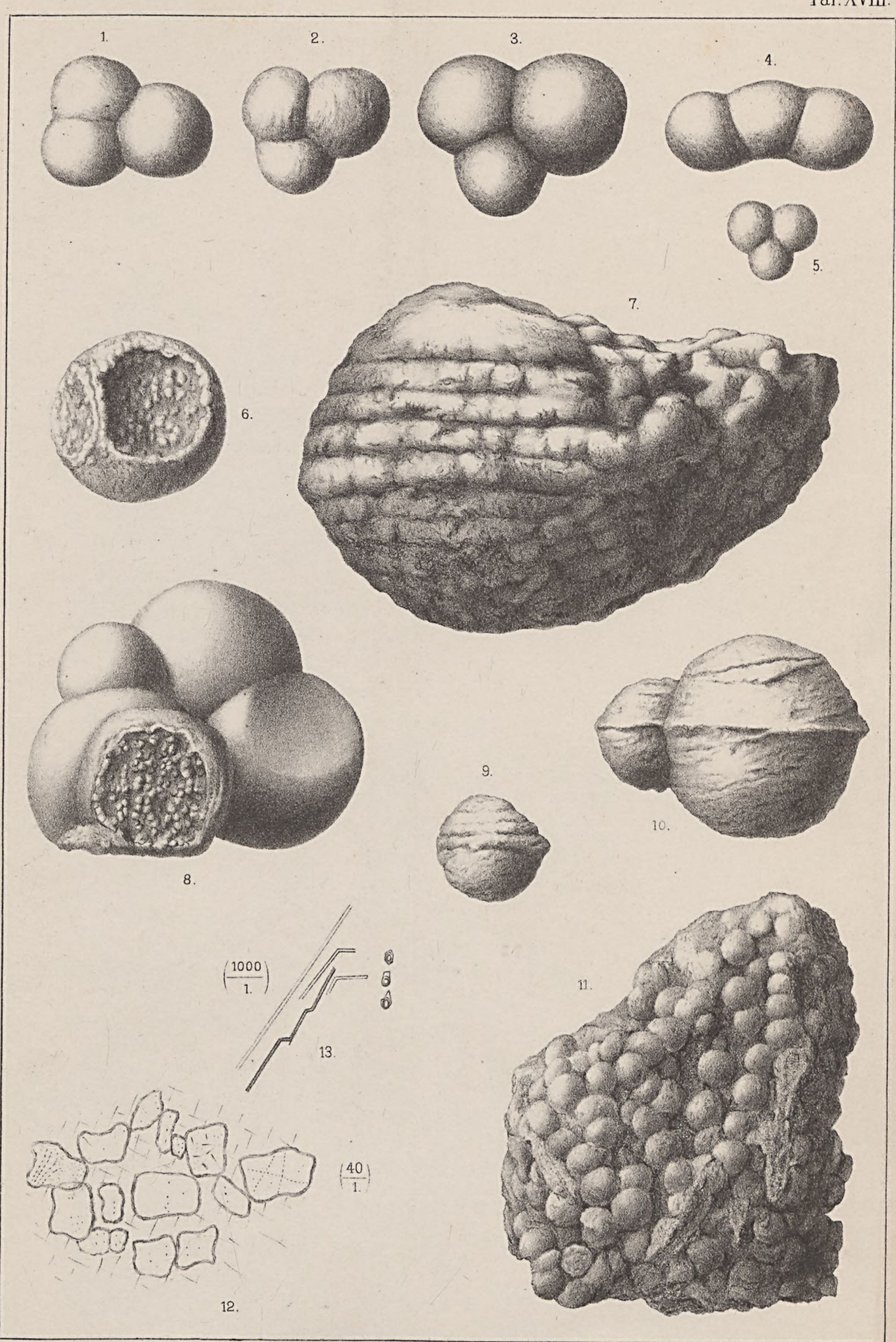




Profile über die Lagerung der diluvialen Nordsee-Fauna bei Marienwerder.
Taf. XVII.
Preuss. Duodec. Fuß.
Pr. Duodec. F.
Kniebau
Kl. Schlanz
Kl. Gartz
Gr. Gartz
Raudener M.
Dt. Brodden
Liebenthal
Fiedlicz
Diluvium.
Alluvium.
Diluvialmergel.
Thon- u. Fayence-Mergel.
Sand u. Grand.
Gehänge-Kalk.
Flugsand.
Gez. von A. Jentzsch.
Berliner lithogr. Institut.

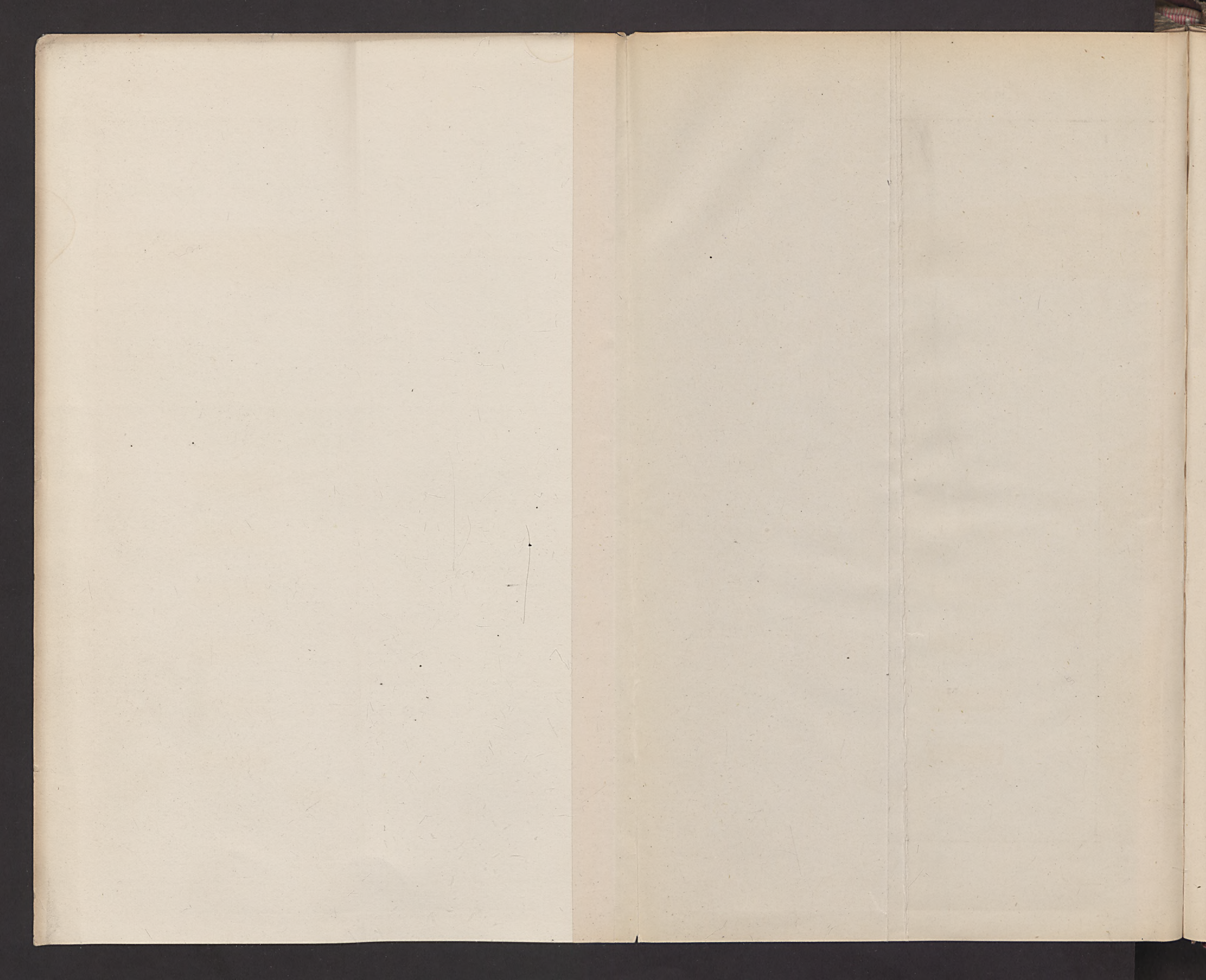


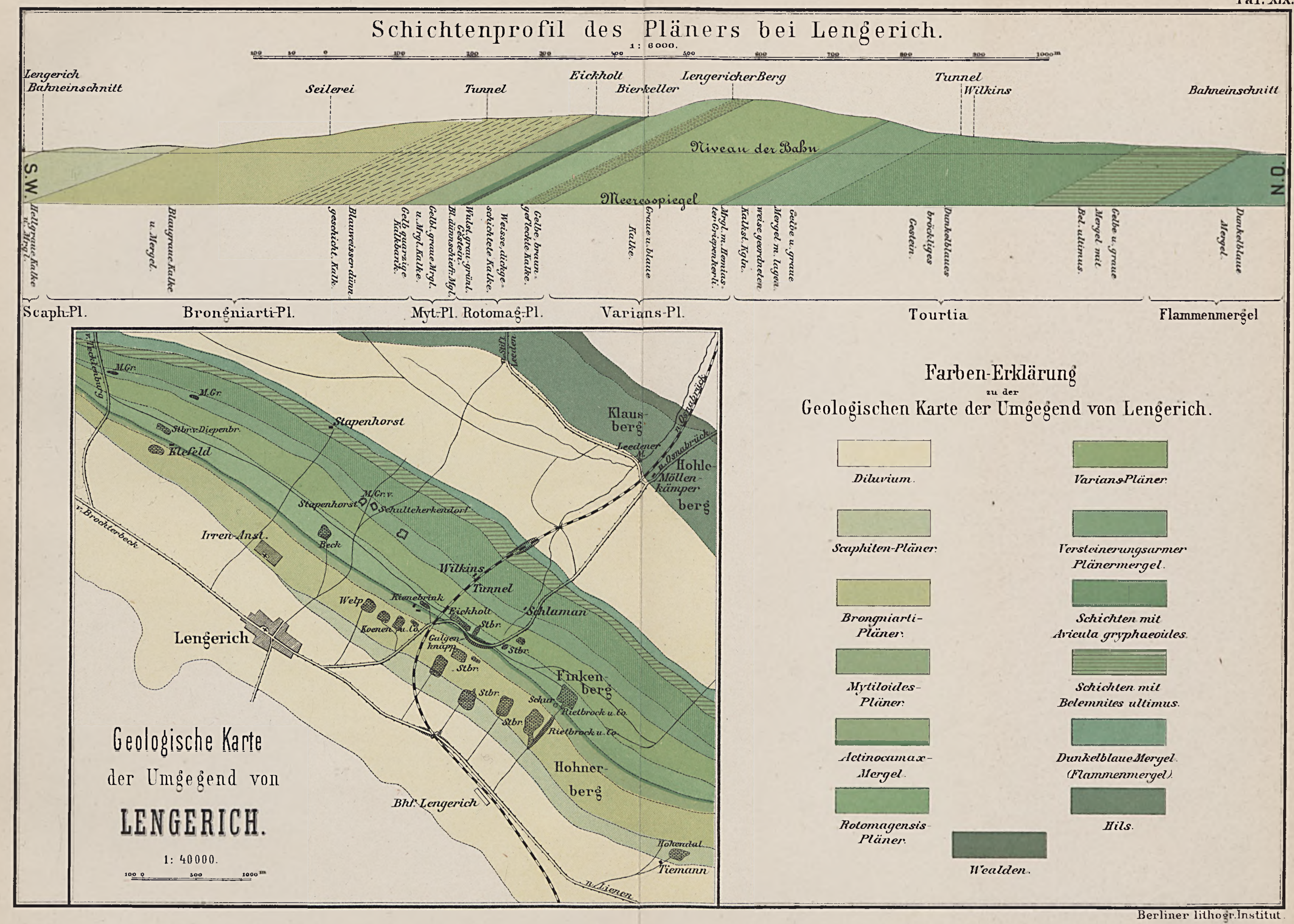
Taf. XVIII.



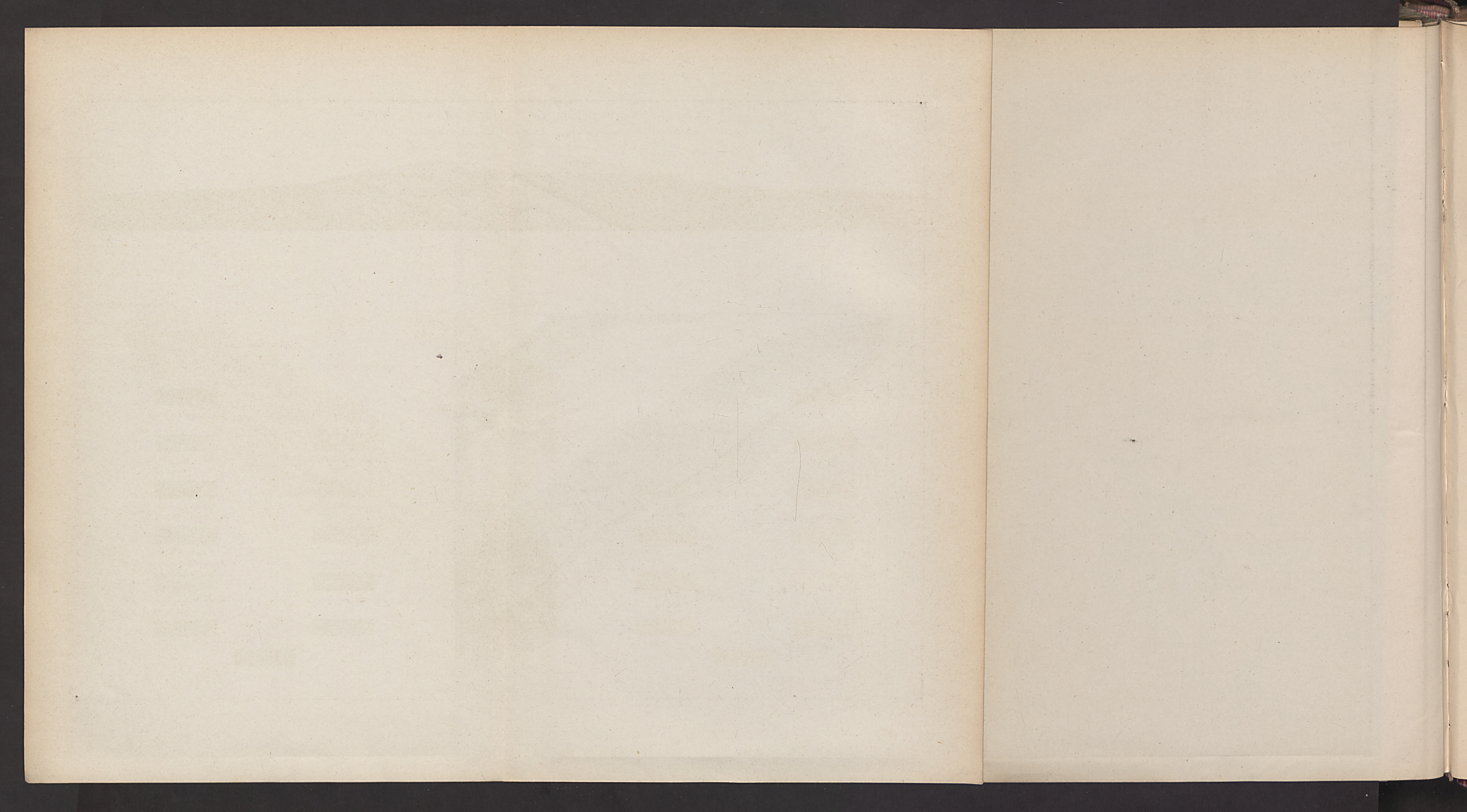
Gez. v. A. Jentzsch.

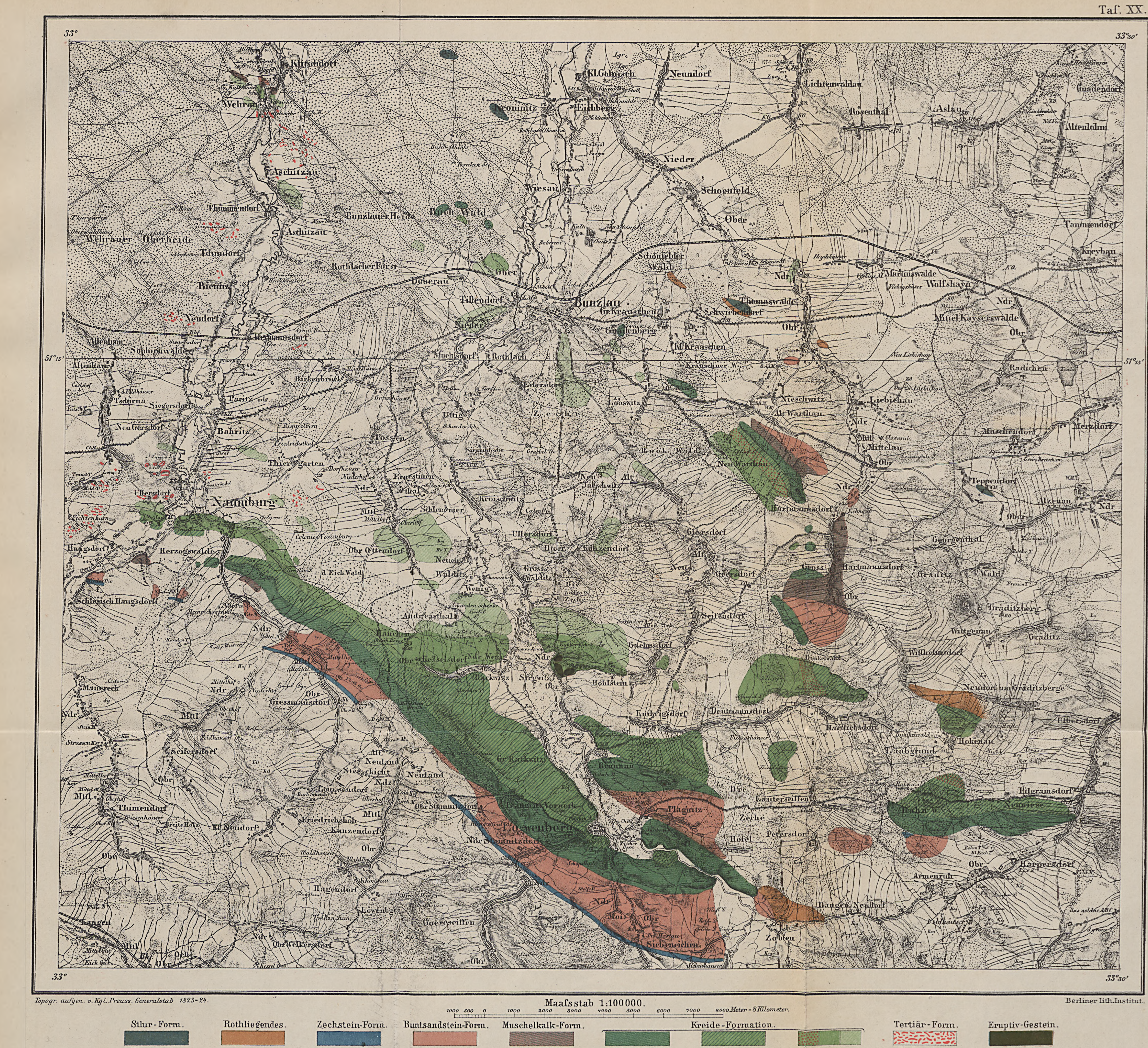
Lith. v. W. Pütz.



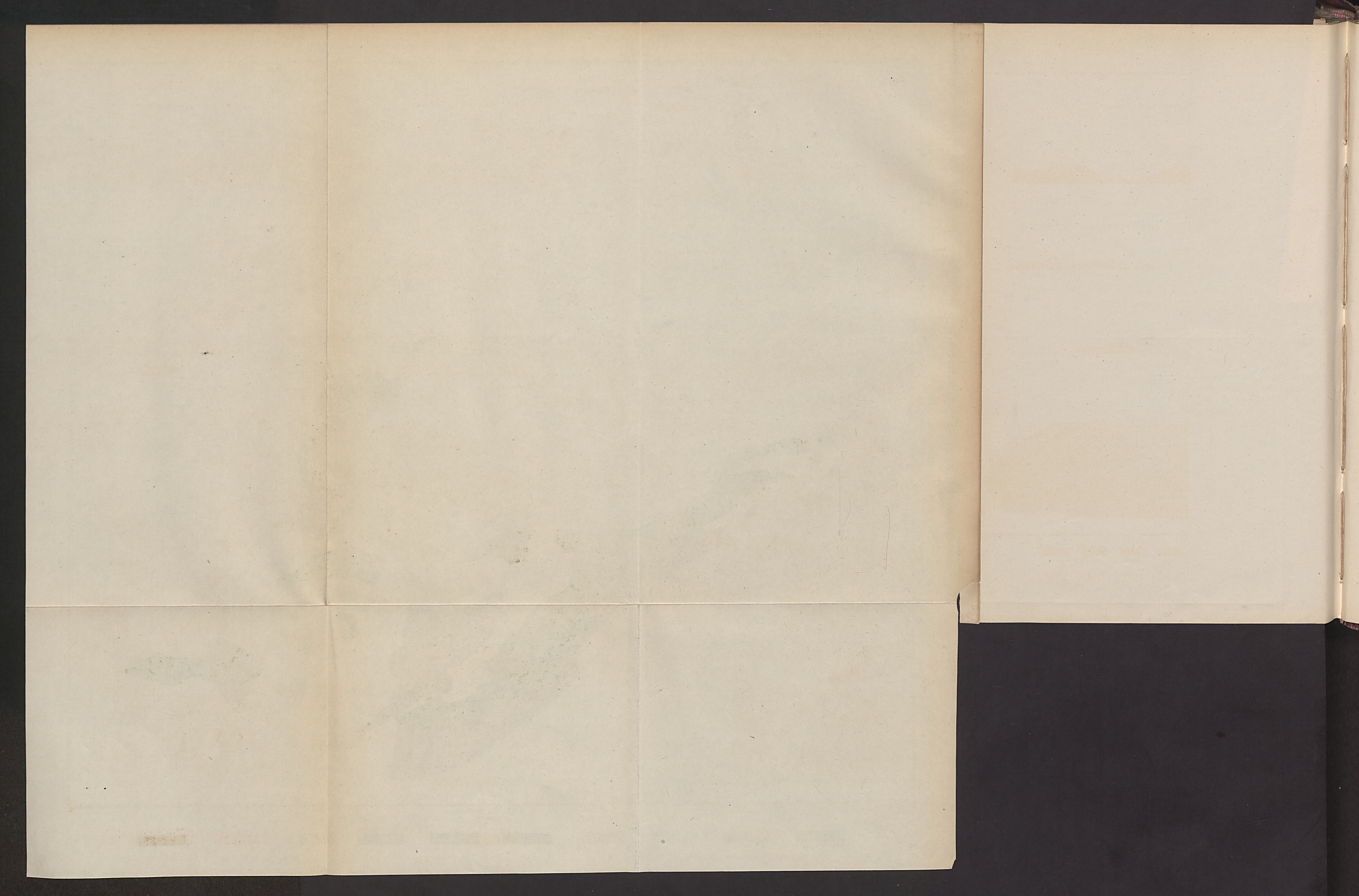


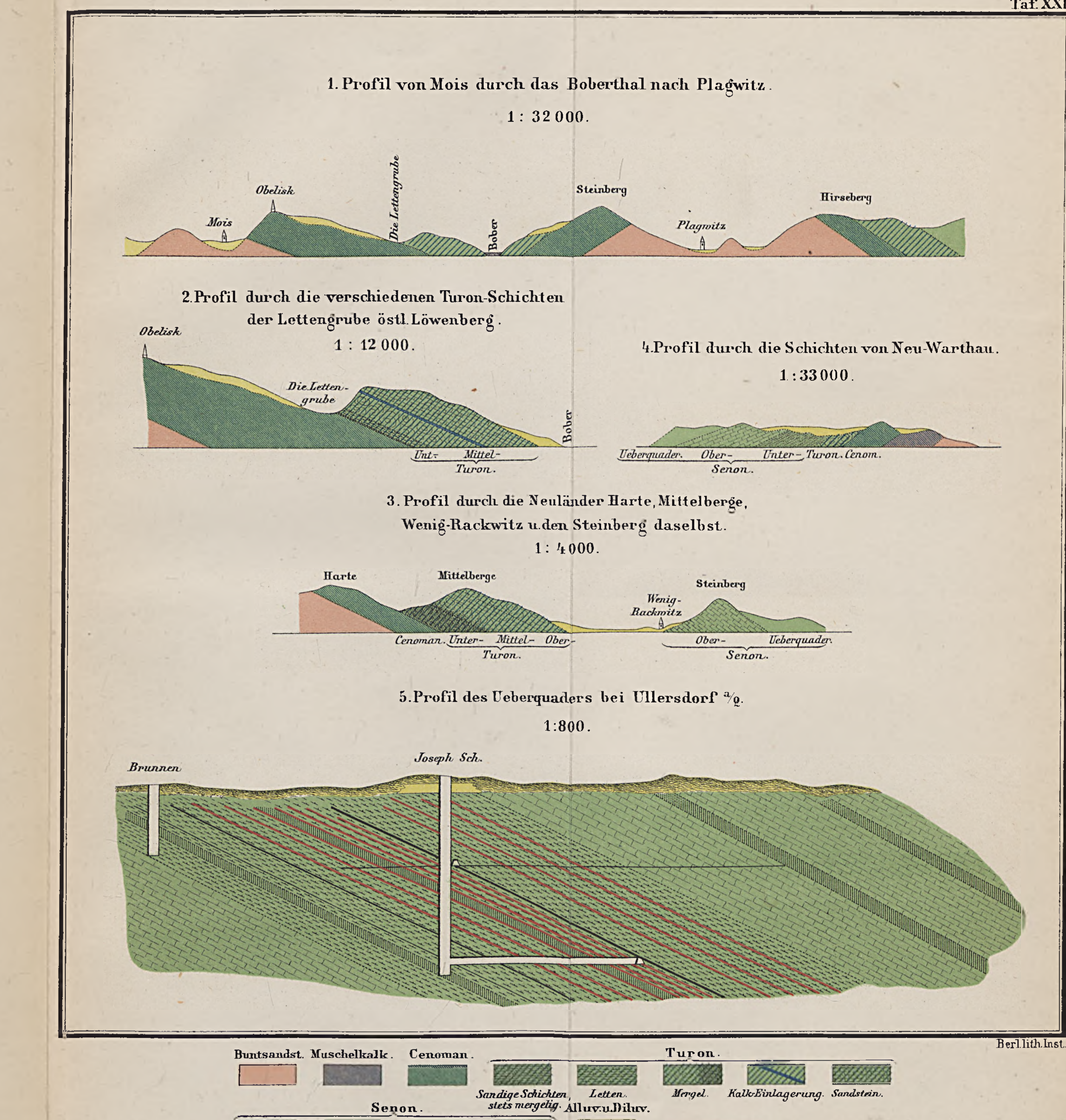
Berliner lithogr. Institut.

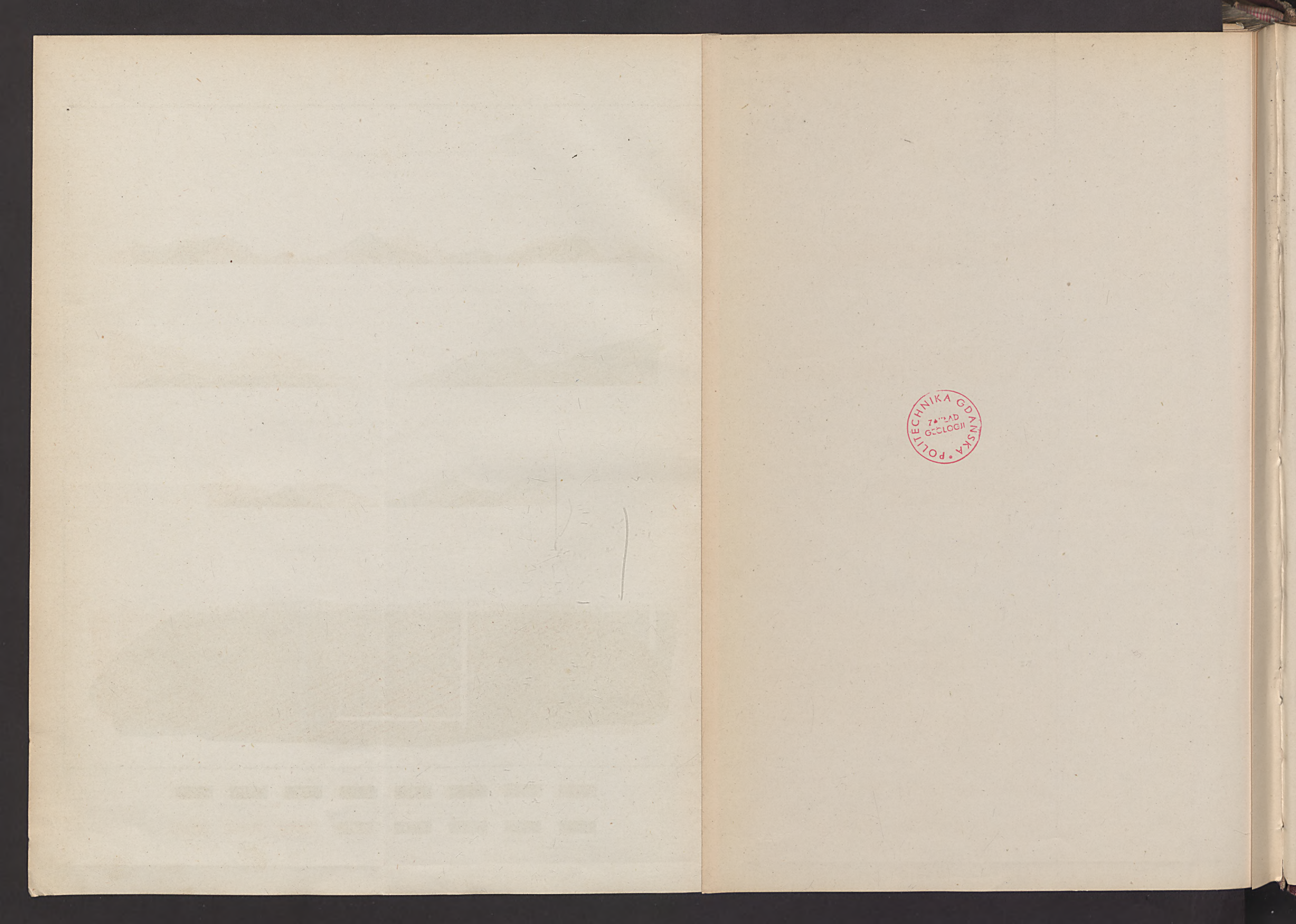


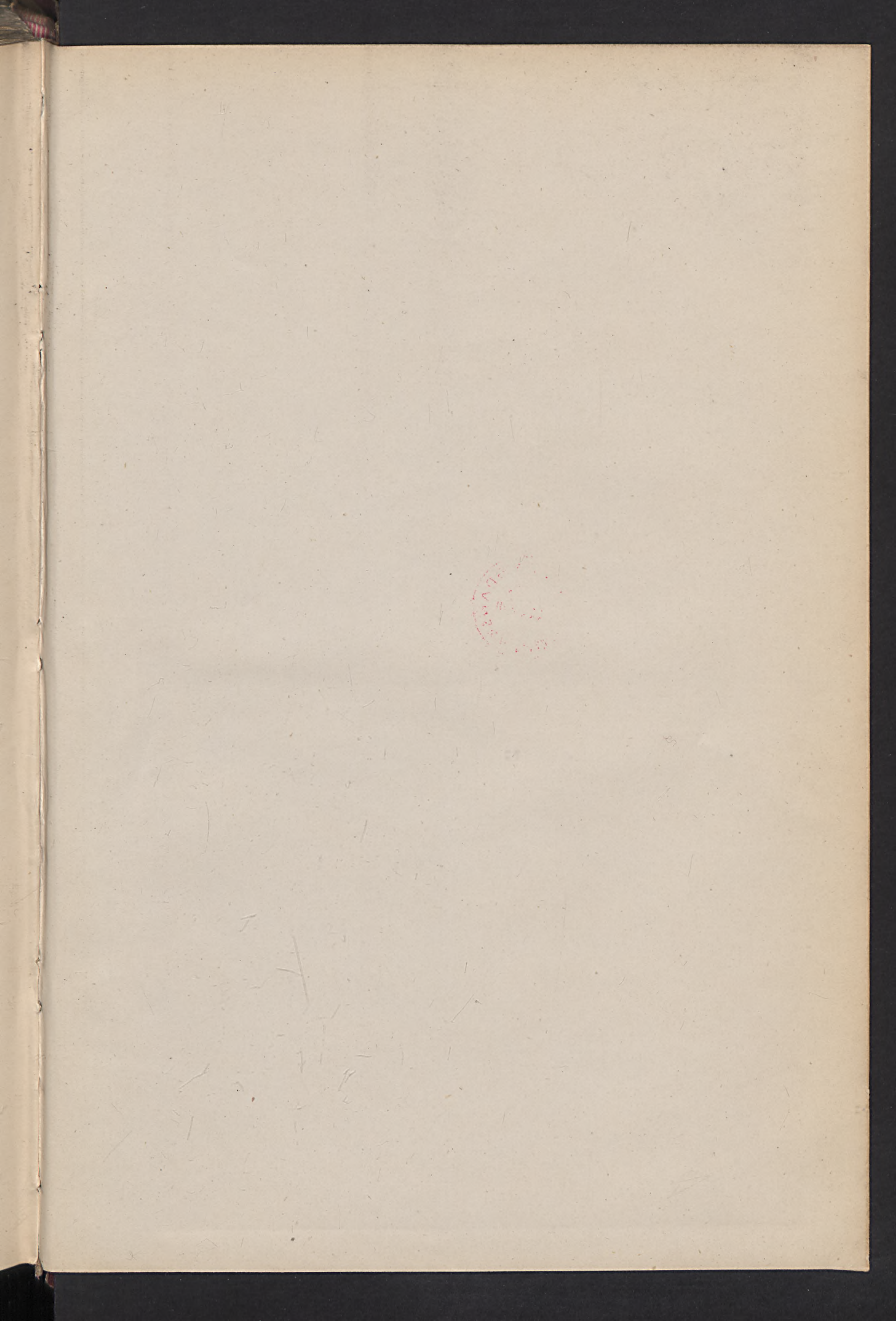


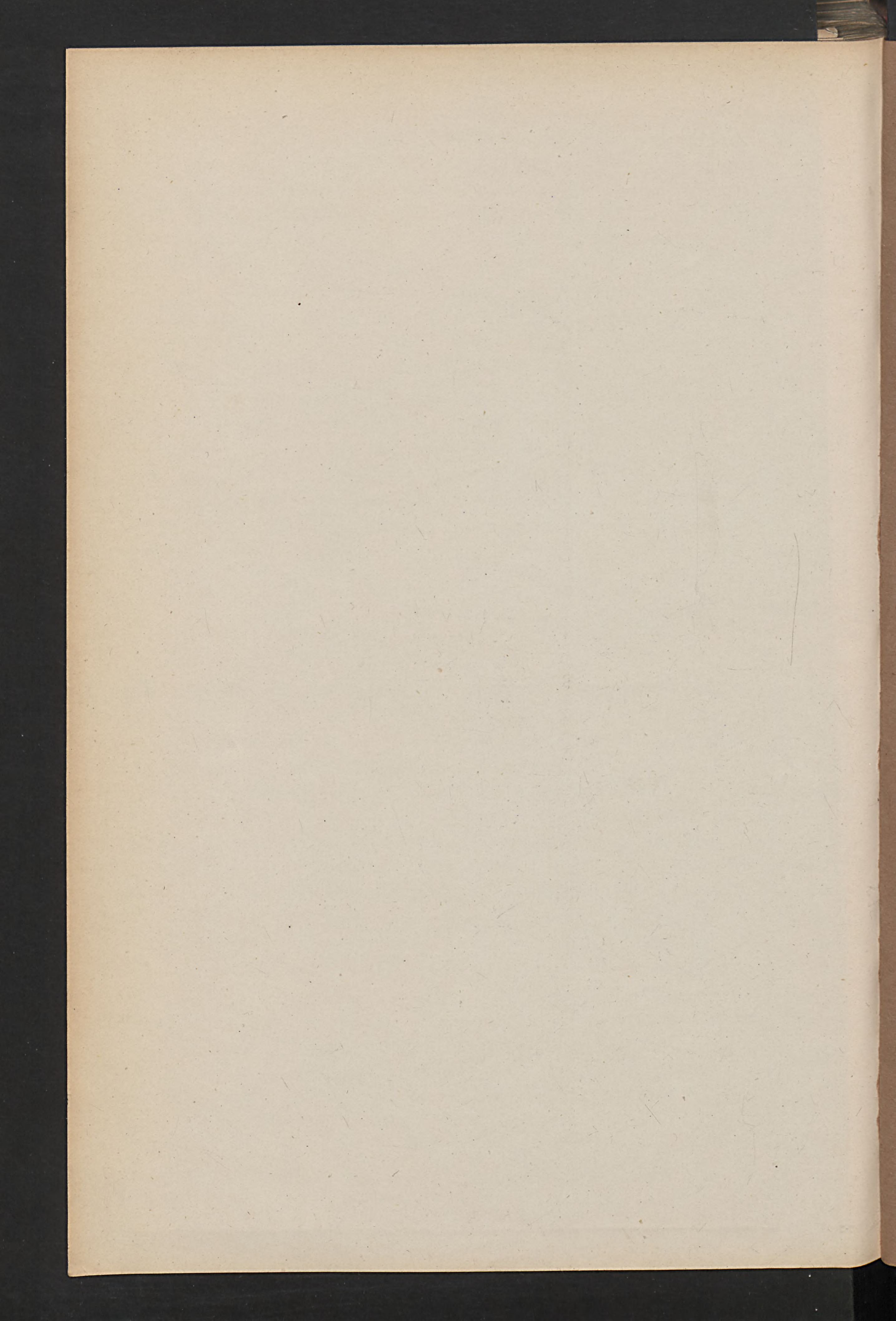
33°
33°30′
51°15′
Bunzlau
Naumburg
Löwenberg
Topogr. aufgen. v. Kgl. Preuss. Generalstab 1823–24.
Maafsstab 1:100000.
1000 500 0 1000 2000 3000 4000 5000 6000 7000 8000 Meter = 8 Kilometer.
Berliner lith. Institut.
Silur-Form.
Thonschiefer.
Rothliegendes.
Zechstein-Form.
Buntsandstein-Form.
Muschelkalk-Form.
Kreide-Formation.
Cenoman.
Turon.
Senon
Unter- Ober- Ueber-
Quader.
Tertiär-Form.
Knollenstein.
Eruptiv-Gestein.
Basalt.

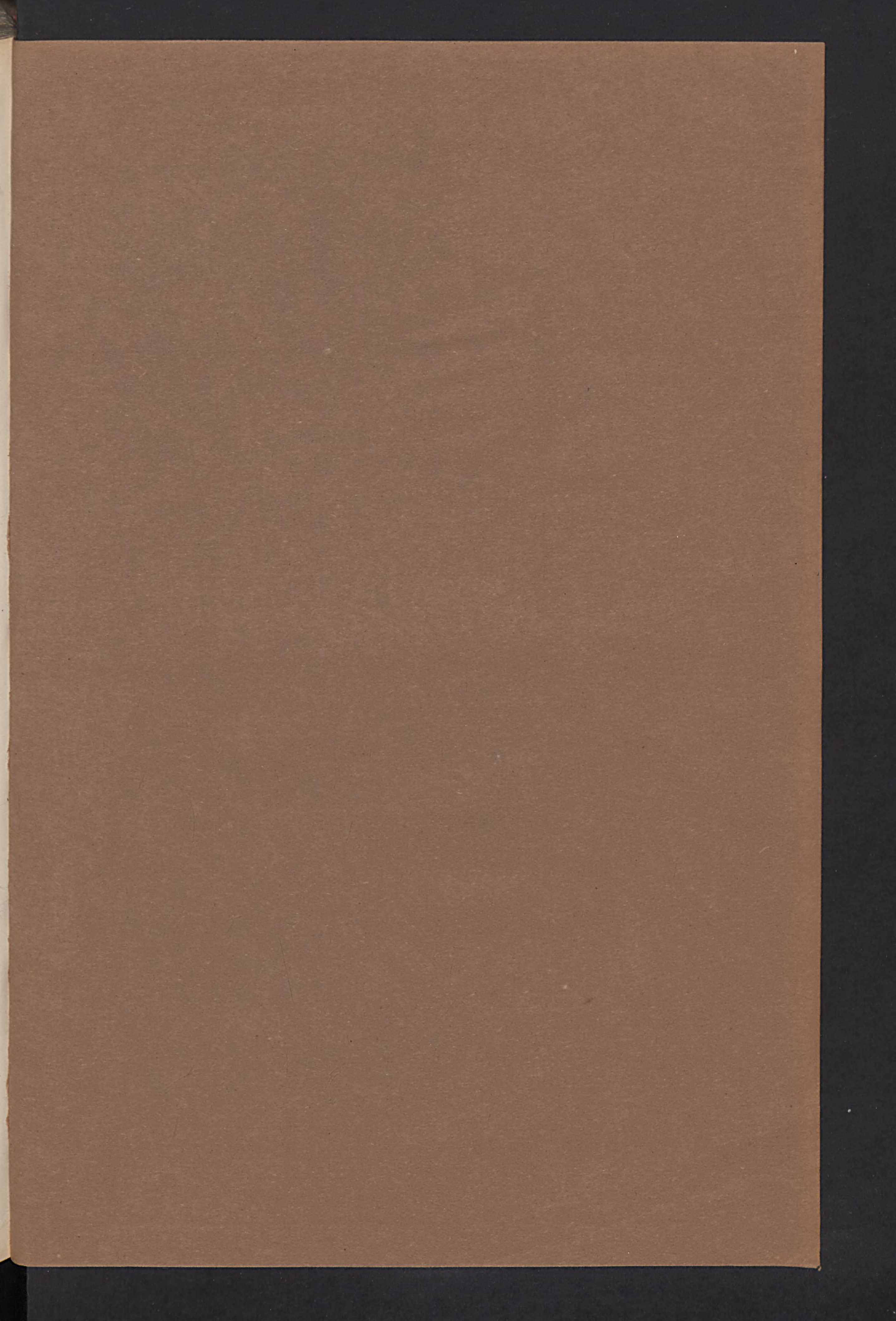


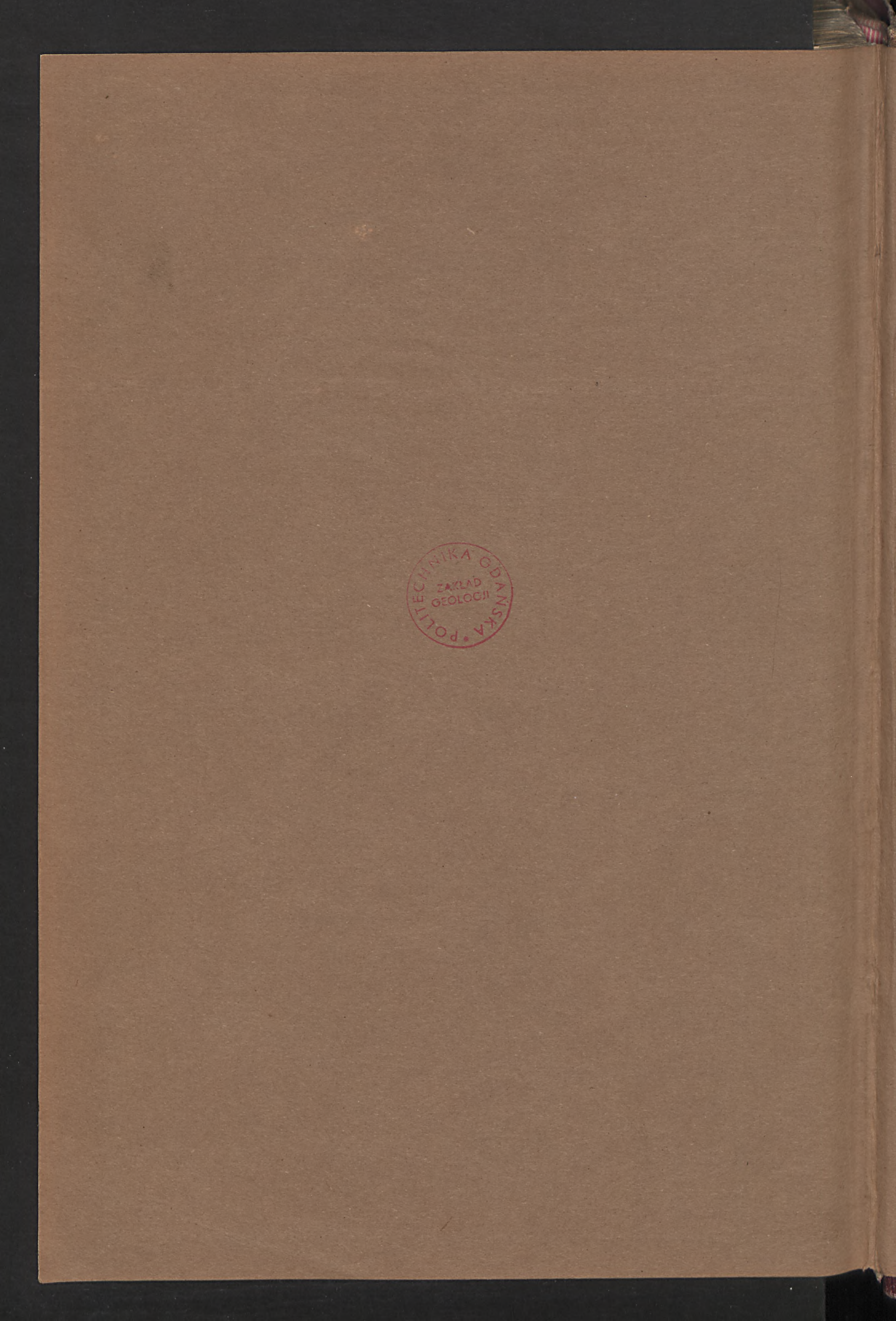

1. Profil von Mois durch das Boberthal nach Plagwitz.
1 : 32 000.
Obelisk
Mois
Die Lettengrube
Bober
Steinberg
Plagwitz
Hirseberg
2. Profil durch die verschiedenen Turon-Schichten der Lettengrube östl. Löwenberg.
1 : 12 000.
Obelisk
Die Letten-grube
Bober
Unt. Mittel-
Turon.
4. Profil durch die Schichten von Neu-Warthau.
1 : 33 000.
Ueberquader. Ober- Unter- Turon. Cenom.
Senon.
3. Profil durch die Neuländer Harte, Mittelberge, Wenig-Rackwitz u. den Steinberg daselbst.
1 : 4000.
Harte
Mittelberge
Wenig-Rackwitz
Steinberg
Cenoman. Unter- Mittel- Ober-
Turon.
Ober- Ueberquader.
Senon.
5. Profil des Ueberquaders bei Ullersdorf a/Q.
1:800.
Brunnen
Joseph Sch.
Buntsandst.
Muschelkalk.
Cenoman.
Turon.
Sandige Schichten, stets mergelig.
Letten.
Mergel.
Kalk-Einlagerung.
Sandstein.
Senon.
Sandige Schichten u. schiefr. Sandstein.
Sandstein.
Letten.
Thon.
Alluv. u. Diluv.
Eisenstein-
Kohlen-
Flötze.
Berl. lith. Inst.

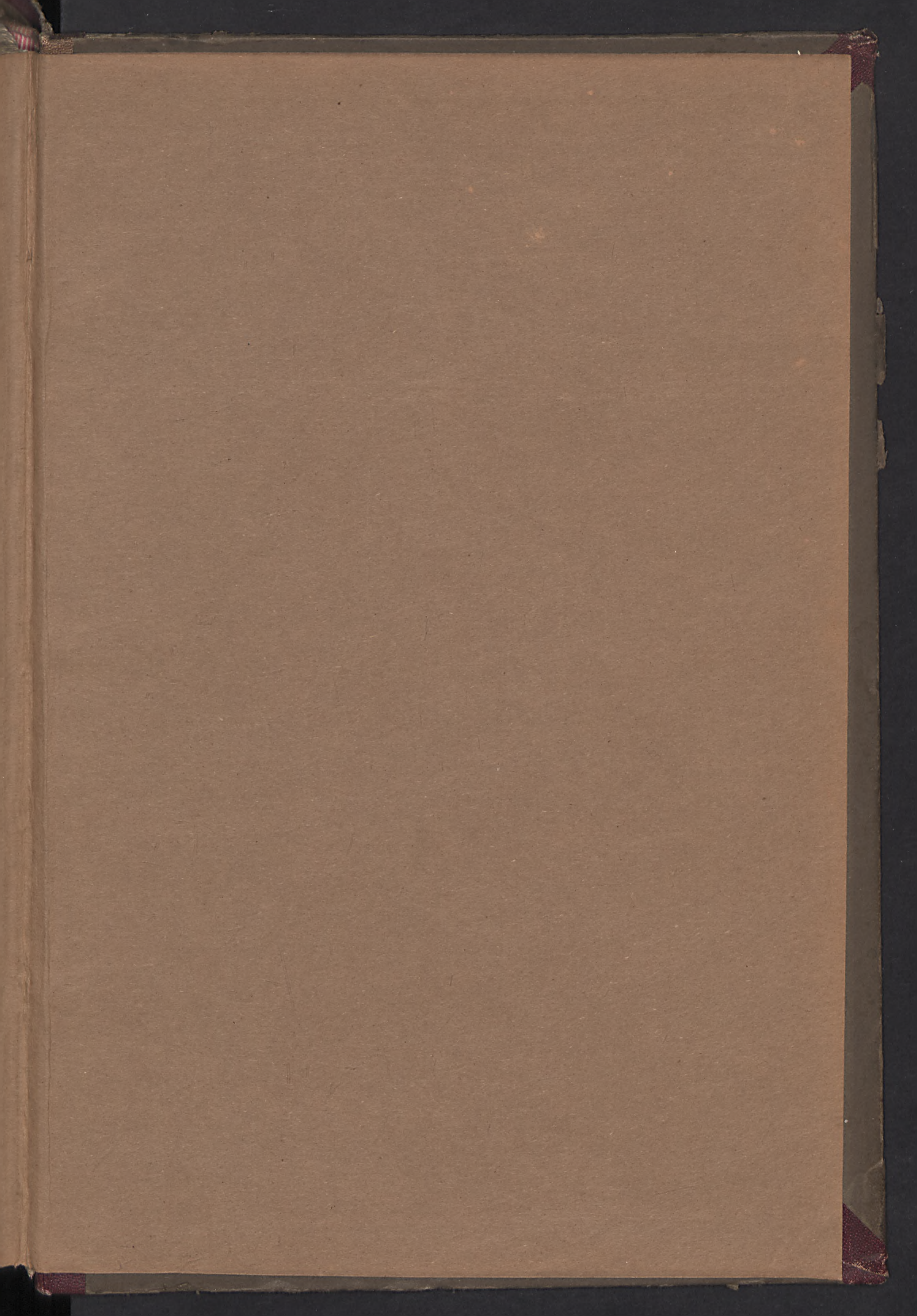


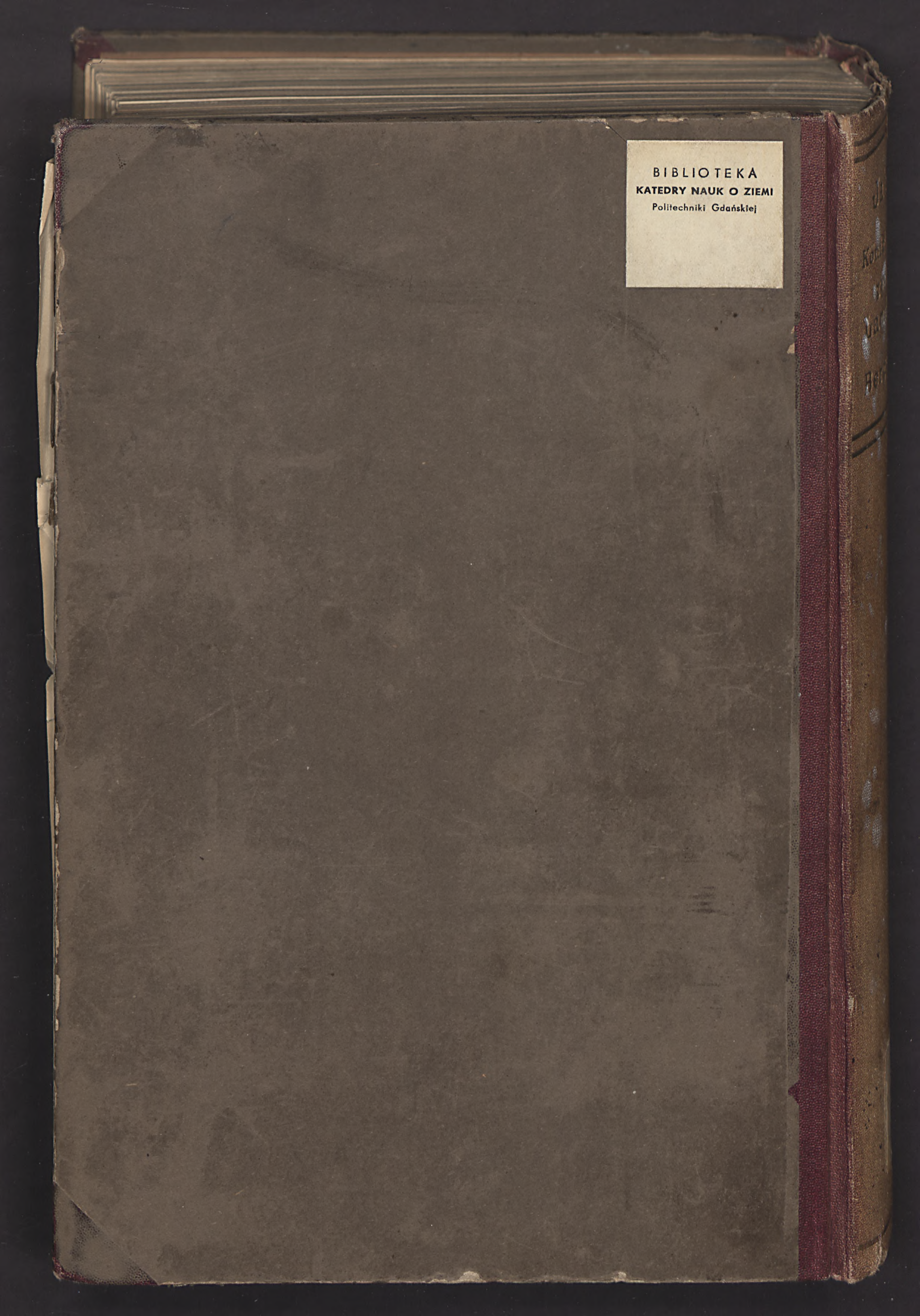











BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej